

NORSK GEOLOGISK TIDSSKRIFT

UTGITT AV
NORSK GEOLOGISK FORENING

MED STATSBI DRAG
SAMT MED BIDRAG FRA NANSENFONDET
OG SULITELMAFONDET

BIND 25



OSLO 1945
A. W. BRØGGERS BOKTRYKKERI A/S

Norsk Geologisk Tidsskrift

NORSK GEOLOGISK FORENING

ÅRSBERETNING
FRA 1894

BLAD 25



Klichéene er utført av A/S "Cliché", Oslo



Prof. Norbert Kohl

OLAF HOLTEDAHL

PÅ 60-ÅRSDAGEN

24 JUNI 1945

FRA

NORSK GEOLOGISK FORENING

INNHold

	Side
BARTH, TOM. F. W.: Geological map of the Western Sørland.....	1
BJØRLYKKE, HARALD: Innholdet av kobolt i svovelkis fra norske nikkelmalm	11
BROCH, OLAF ANTON: Gardnøsbreksjen i Hallingdal.....	16
BUGGE, CARL: Ringsakerkvartsiten og Valdressparagmiten ved Mjøsa.....	26
BUGGE, JENS A. W.: Løddesøl skarnforekomst	35
CARSTENS, C. W.: Om den kjemiske sammensetning av Trondheimsfeltets kalkstener	48
DIETRICHSON, BRYNJULF: Sedimentene på det undre skyvedekke i Gud- brandsdalen	53
DONS, J. A.: Et vegprofil ved Vestre Akers kirke	70
FOSLIE, STEINAR: Hastingsites, and amphiboles from the epidote-amphibolite facies	74
FÆGRI, KNUT: A pollen diagram from the sub-alpine region of Central South Norway	98
FØYN, SVEN: Spalteganger i Sør-Varanger.....	127
GLEDITSCH, CHR.: A rapid survey of the pre-Cambrian areas around the Oslo- fjord (the waters Oslo—Son)	147
GRØNLIE, OLE T.: Postglaciale skjellbanker på Langnes ved Tromsø	159
HEINTZ, A.: Et nytt mammutfunn fra Norge	168
HOLMSEN, PER: En permisk sandstens- og konglomeratgang ved Storsjøen i Rendalen?.....	176
HORN, GUNNAR: Om dannelsen av de nordlandske karsthuler.....	180
HØEG, OVE ARBO: Contributions to the Devonian flora of Western Norway. III	183
KVALE, ANDERS: Petrofabric analysis of a quartzite from the Bergsdalen Quadrangle, Western Norway	193
LÅG, J.: Weathering of syenite in Kjøse, Vestfold.....	216
MAJOR, HARALD: A Silurian "pipe-rock" at Hadeland	225
MARTHINUSSEN, MARIUS: Yngre postglasiale nivåer på Varangerhalvøya.....	230
MORTENSEN, ODD: Vannholdige magnesiasilikater dannet ved metasomatose av dolomitiske kalkstener	266
OFTEDAHL, CHRISTOFFER: Om tillitene i det central-norske sparagmitområde	285
OFTEDAL, IVAR: Fra Fevik-granitens grensesoner	295
RAMBERG, HANS: The thermodynamics of the Earth's crust. II	307

	Side
ROSENDAHL, HALVOR: Prækambrium—eokambrium i Finnmark	327
STRAND, TRYGVE: Et basalkonglomerat på anorthosit.....	350
STRØM, KAARE MÜNSTER: Geomorphology of the Rondane Area	360
STØRMER, LEIF: Remarks on the Tretaspis (Trinucleus) Shales of Hadeland..	379
SÆTHER, EGIL: Undersøkelser over eruptivene i området nord for Oslo	427
UNDÅS, ISAK: Drag av Bergens-feltets kvartærgeologi. I.....	433
VOGT, THOROLF: The geology of part of the Hølanda—Horg district, a type area in the Trondheim Region	449
WERENSKIOLD, W.: Atnesjø-liene	528

Rettelse til side 26.

I overskriften til Carl Bugges avhandling har det sneket seg inn en meningsforstyrrende trykkfeil. Det skal ikke stå „Valdres-spåragmiten“ men **Vardalspåragmiten**. Samme feil står også i avhandlingens kolumnetitel og i bindets innholdsfortegnelse.

Ms. rec. Nov. 1944.

GEOLOGICAL MAP OF THE WESTERN SØRLAND

BY

TOM. F. W. BARTH

With 1 geol. map, 2 plates, and 7 figures in the text.

The area covered by the map is limited to the north by $58^{\circ} 40' N$ latitude, in the east by longitude $8^{\circ} 10' E$ Greenwich. In south and west it is bounded by the North Sea. The area corresponds to the western part of the region which in Norway is known as the "Sørland".

The published data that have been incorporated in the present map have been taken from the following sources:

1) Th. Kjerulf og T. Dahll: *Geologisk Kart over Det Søndenfjeldske Norge*, 1858—1865. This is merely a reconnaissance map in the scale 1: 400 000 on which rather few details are shown. 2) C. F. Kolderup: *Die Labradorfelse des westlichen Norwegens I* —. Bergens Museums Aarbog 1896, No. 5; 3): *Fjeldbygningen inden rektangelkartet Egersunds omraade* —. Norges Geol. Undersøk. No. 71, 1914; 4): *The anorthosites of Westen Norway* —. Rep't. 16. Internat. Geol. Congress, Washington 1933, p. 289. In these papers Kolderup has published some field observations on the anorthosite-charnockite petrographic province in the west. But detailed mapping is given only in No. 3 dealing with the extreme western parts (country around Egersund). 5) Arne Bugge: *Trekk av Sørlandets geomorfologi* —. Norsk Geogr. Tidsskr. 7, 98, 1939. This survey stops at the extreme eastern end of the present map; some features of the country around Kristiansand is shown.

Special geological and mineralogical details have been collected from the following papers:

6) Olaf Holtedahl: *The submarine relief off the Norwegian coast* —. Norske Vid.-Akad., Oslo 1940; 7) J. H. L. Vogt: *Norske ertsforekomster V. Titanjernforekomstene i noritfeltet ved Ekersund—Soggendal* —. Kristiania 1887; 8) Steinar Foslie: *Syd-Norges gruber og malmforekomster* —. Norges Geol. Undersøk. No. 126, 1925; 9) Olaf Andersen: *Feltspat II, forekomster i fylkene Buskerud og*

Telemark, i flere herreder i Aust-Agder og i Hidra i Vest-Agder —. Norges Geol. Undersøk. No. 128 b, 1931; 10) Olge J. Adamson: The granite pegmatites of Hitterø, Southwestern Norway —. Geol. För. Förh. Stockholm, 64, 97, 1942.

Various cartographic data have previously been published by me in the following papers:

11) Tom. F. W. Barth: Zur Genese der Pegmatite im Urgebirge I, Die Geologie und Petrographie der granitischen Pegmatite im südlichsten Norwegen —. Neues Jahrb. f. Min. etc., B. Bd 58, Abt. A, 385, 1928. 12): Zur Genesis der Pegmatite im Urgebirge II, Ein syntektischer Gesteinskomplex aus dem südlichsten Norwegen —. Chemie der Erde, 4, 95, 1928; 13): Feltspat III, forekomster i Iveland og Vegusdal i Aust-Agder og i flere herreder i Vest-Agder —. Norges Geol. Undersøk. No. 128 b, 1931; 14): The large pre-Cambrian intrusive bodies in the southern part of Norway —. Rep't. 16. Internat. Geol. Congress, Washington 1933, p. 297; 15): Geomorphology of Vest-Agder Fiord-Land —. Norsk Geogr. Tidsskr. 7, 34, 1939; 16): Lamprofyrrer av to forskjellige aldre i kystmigmatiten vest for Kristiansand —. Norsk Geol. Tidsskr. 23, 175, 1943.

Furthermore I have made use of the field observations of Robert Major on the quartz-monzonite area W of Farsund (University exam paper 1940), and of Olge J. Adamson on the rock complex in the island of Hidra (University exam paper 1940).

I have spent several weeks in the field together with Dr. Robert Balk (professor at Mt. Holyoke College, Mass. U. S. A.) to whom I am particularly indebted for constructive discussions and for his teaching me the principles, problems, and methods of study of the structural patterns of igneous rocks. I also want to acknowledge my grateful remembrance of the pleasant and stimulating days in the field together with Dr. Arne Bugge (Norges Geologiske Undersøkelse), Dr. Harald Bjørlykke (Norges Tekniske Høgskole), cand. real. Anders Kvale (Bergens Museum), Dr. Otto Mellis (the University of Riga), and Dr. A. C. Waters (Stanford University, Calif. U. S. A.).

My own field investigations extend over several years: In 1930 and 1932, as a member of the Geophysical Laboratory of Washington, D. C., I stayed in the field for several months mainly studying the contact phenomena of the anorthosites and congenetic rocks. I want to express my thanks to Dr. A. L. Day for the positive interest he took in my activities, and I take great pleasure in acknowledging the

financial support for the field work extended to me from the Geophysical Laboratory through its former director, Dr. A. L. Day.

For eight consecutive summers (1936—1943) I have for shorter or longer periods worked in the field under the auspices of Norges Geologiske Undersøkelse. During this period I have nearly completed the geological mapping of the following 10 "rectangle" map sheets in the scale 1 : 100 000: Evje, parts of Kristiansand, Oksø, Bjelland, Audnedal, Mandal, two still unnamed sheets between Bjelland and Egersund, Flekkefjord, Loshavn. I hope to be able to publish some of these maps as soon as the conditions in this country become more favorable and more normal. As a "summary" of these detailed field investigations I offer for publication the present map in the scale 1 : 300 000. For the pleasant co-operation with Norges Geologiske Undersøkelse and for defraying the full cost of the field work connected with the survey of these map sheets I want to express my hearty thanks to the director of the Survey, Dr. Carl Bugge.

The Rocks.

The map represents a part of the great pre-Cambrian shield of Southern Norway. Crystalline schists are dominating, but a rock province of anorthositic-charnockitic composition occurring in the western parts of the mapped area was generally believed to be truly igneous. All measurements pertaining to strike and dip have been stated in terms of degrees of the decimal system: $100^{\circ} = \text{right angle}$.

Mixed Gneisses constitute the oldest rock formation representing a heterogeneous migmatic-anatectic rock complex in which the composition of the constituent rock types ranges from amphibolitic to granitic. The general trend of the strike of the gneisses is north—south with steep westerly dips. The amphibolites are present as bands, zones, and streaks in a granitic matrix, or else as larger bodies of irregular shape (nickeliferous "gabbro" at Evje-Iveland).

Some of the more characteristic gneiss types: Regular banded-gneisses with straight layers of amphibolite extending over long distances, Photos 3 and 7; in other parts the amphibolite may be pulled out to narrow sheets that have floated in the granitic migma and eventually congealed as phantastically twisted and folded "rheolites", Photo 8; again in other parts the amphibolite forms lenses

or irregularly elongated bodies, Photo 5; true agmatites (= breccia-like structures) of amphibolite and granitic gneiss also occur (Photo 2) strikingly similar to the agmatites described by Sederholm from migmatites in Southern Finland.

Through potash metasomatism the amphibolites develop into biotite gneisses, Photo 4; under certain conditions they in turn change into augengneisses → granitic gneisses → gneiss granites → pegmatites, apparently in accordance with the scheme described by me in 1928 (reference No. 12).

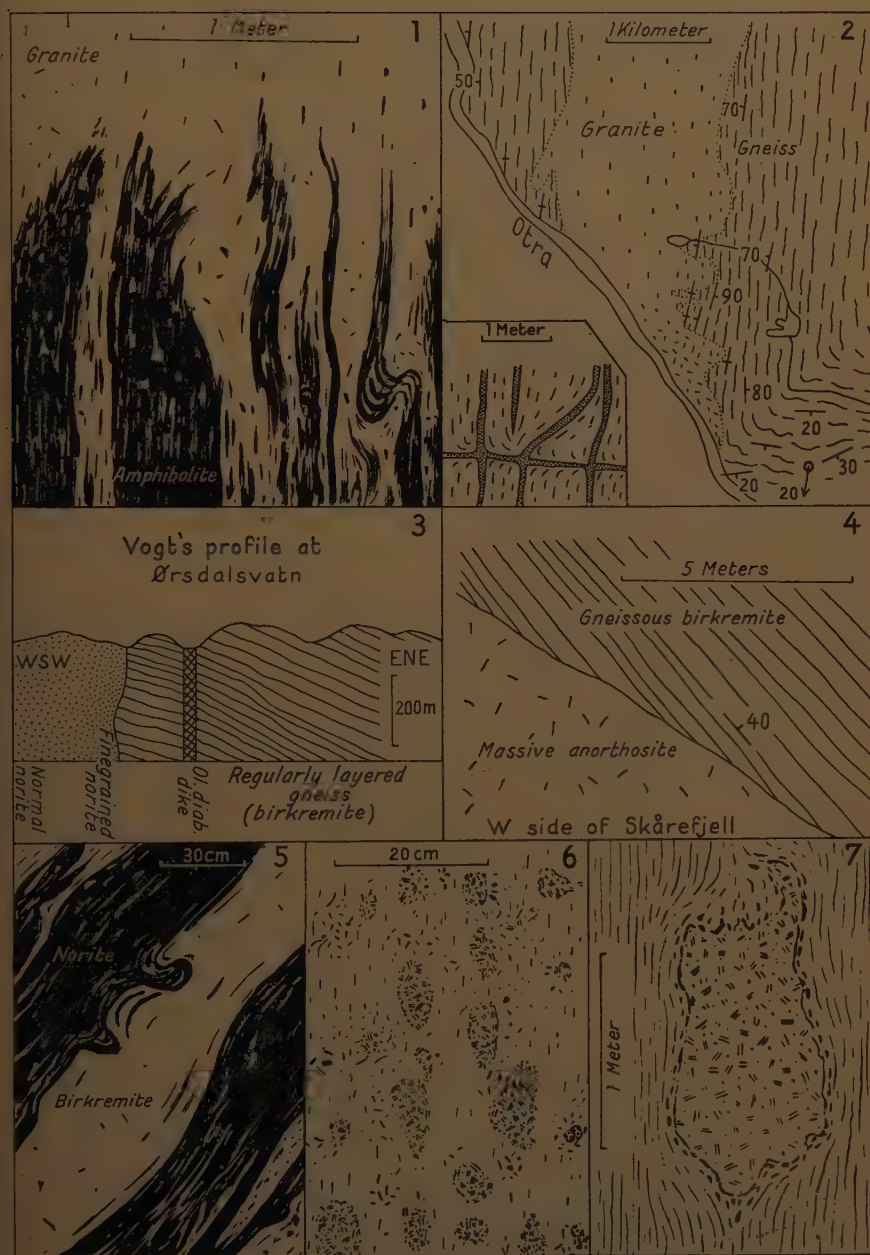
The following summary statements represent my ideas on the genesis of the mixed gneisses: They developed at a deep level of the earth's crust during a pre-Cambrian orogenesis. Following Eskola and others I regard the granitic ichors or magmas as the "sweat" secreted by the crust during an orogeny. Thus is explained the dominant occurrence of rocks of granitic character.

At the contact of these granites a continuous transition into the adjacent gneisses is frequently encountered, see Fig. 1. In other places granite and gneiss are so intimately mixed that it requires a map on a very large scale to separate them. All the different types of gneisses have been formed through a metasomatic action of the granitic magma. Only anatectic processes, it seems to me, would be able to produce such gneisses and migmatites.

The granitic magma, which consequently was, at least partially, a paligenic magma, can thus be pictured as a pore liquid being formed in the interstices of the mineral grains of a pre-Cambrian rock complex as it was folded down deeply enough to suffer a differential re-fusion. Being lighter than the rock in whose pores it is first enclosed

Fig. 1. Contact between granite and amphibolitic gneiss. Detail from the map of Fig. 2.

- » 2. Map of the southern part of the Oddersjå granite, a granitic body surrounded by gneiss just N of Kristiansand.
- » 3. Contact between norite (anorthosite) and gneissic birkremite according to Vogt.
- » 4. Contact between birkremite and anorthosite at Skårefjell.
- » 5. Injection gneiss of norite and birkremite, Gyadal.
- » 6. Pegmatoblastic gneiss. The pegmatitic blebs are massive and therefore younger than the pre-Cambrian orogeny and subsequent metamorphism. Sodal.
- » 7. Pegmatitic "inclusion" in amphibolite. Through potash metasomatism a selvage of biotite has formed around the pegmatite. Søm.



Figs. 1—7.

this melt tends to rise, and at first it soaks through the overlying rock masses, and in accordance with the law of mass action alters them metasomatically. As can be shown from chemical, mineralogical, and geological analyses, every volume unit of the adjacent gneiss has been influenced, indeed, severely altered by the granitic magma. Although the magma itself was passive it can thus be set in motion by orogenic or gravitative forces. It may be squeezed out in some places, and will seek its way along shearing planes or other planes of small resistance. It may move shorter or longer distances. There may be formed veined gneisses or other kinds of migmatite (Photos 4 and 8). Or the magma may concentrate into large basins giving rise to bodies of pure granite. An example of these large bodies is shown in the map of the Oddersjå granite, Fig. 2. It is composed of pure granite, and displays a more or less pronounced linear parallelism which looks similar to what have been termed flow lines by H. Cloos and his school. But if they were common flow lines they should show a marked increase towards the selvages, where also platy parallelism, or foliation, should appear; and obstacles in the direction of the flow, like bends in the border, or inclusions, should cause the flow lines to wind around in back eddies. But no such phenomena can be observed. Quite the contrary, as seen from Fig. 2, it is a striking fact that the "flow lines" continue in their normal direction (almost due north) straight out to the border of the granite, even if the border obliquely cuts the direction of the "flow lines". This contact is shown in great detail on Fig. 1. These facts make it definitely impossible to account for the linear parallelism by magmatic flowage.

That, however, these lines indicate directions in which the magma was deformed prior to its complete solidification is seen from the lower left hand sketch of Fig. 2 proving the pre-pegmatitic age of the texture. This indicates, therefore, that there has not been any metamorphism after the solidification of the granite, and that the linear parallelism was caused during the crystallization of the granite by the same orogenic forces that deformed the gneisses.

My contention regarding the mode of emplacement of these granites is thus that the granitic magma, which started as a paligenic pore liquid in the deeply down-folded pre-Cambrian rocks, partly soaking through the adjacent rocks, partly following planes of small resistance, would slowly concentrate in larger basins, crystallize *in situ*, and simultaneously develop a linear texture. Where the pore liquid

was unable to concentrate in larger basins it congealed in "puddles", "blebs" or "drops" that had soaked through the surrounding gneisses—these are the innumerable small pegmatite bodies which have such a wide distribution in the mixed gneisses. See Figs. 6 and 7. It is impossible to mark the pegmatites on the map, but all feldspar quarries are shown.

At the conclusion of the pre-Cambrian orogeny the complex of mixed gneisses had received its present character.

Anorthosite (Andesinic) — Farsundite (Hornblende-Bearing Quartz-Monzonite) — Birkremite (Hypersthene Granite-Gneiss).

These rocks are probably younger than the mixed gneisses and exhibit a more "igneous" texture; but certain facies types of them may be just as "gneissic" as the mixed gneisses. By Kolderup 2), 3), 4) they were regarded as derivatives of a common magma. However, I have not been able to produce any clear evidence in favour of this view. The contact phenomena between these members among themselves and between them and the adjacent mixed gneisses are interesting but have so far failed to give a clue to the problem of interrelation or genesis.

The contact anorthosite — birkremite is usually conformable; foliated anorthosite of the border zones (including noritic facies) is in contact with birkremite exhibiting parallel foliation. See Fig. 5. In many places the transition is gradual giving rise to migmatite-like border zones composed of foliated, alternating layers of various rock types, such as: anorthosite, norite, mangerite, birkremite, amphibolite, and even other types of gneisses. Vogt 7) found a contact supposed to prove the younger age of the anorthosite. See Fig. 3. A similar border phenomenon has been observed by me on the west side of Skårefjell. See Fig. 4. However, in my opinion we have in these places no primary contacts: At Skårefjell the anorthosite exhibits a typical block structure, and "blocks" of anorthosite occur alongside with "blocks" of gneissic birkremite. The anorthosite is partly massive, partly intensely crushed. Just west of the crushed rocks an anorthosite crops out showing distinct foliation pointing directly into the gneissic birkremite which, therefore, must be separated from the anorthosite by a thrust plane. My conclusion is that the primary contact between anorthosite and birkremite is always conformable.

The contact between birkremite and farsundite is always very elusive, being effected over longer distances by a gradual increase in hornblende on the cost of hypersthene.

The contact birkremite — mixed gneiss is, as far as I have seen, always transitional and undeterminable.

The contact farsundite — mixed gneiss may take on two different aspects: It is typical for farsundite to become strongly foliated towards the borders, and the foliation is always parallel to the border walls. Also the foliation of the adjacent gneisses are usually swung into the plane of the border walls. The contact is in such places quite sharp. In other places the transition farsundite-mixed gneisses is similar to the transition between granite and gneiss shown in Fig. 1. This type of transition is found, as indicated by the map, at the end of the long offshoots which extend, two northwards, and one southward, from the main body of farsundite.

In my opinion farsundite and birkremite represent closely related derivatives of deepseated magma that some time after the conclusion of the pre-Cambrian orogeny rose from a deep center in the neighborhood of Farsund—Lista, and by metasomatic alteration, brecciation, disintegration, and assimilation invaded the country gneisses; thus forming with them "injection gneisses" and migmatites.

The relations of anorthosite are still uncertain. Even the magmatic mode of origin may be questioned. The following observations are hard to accept for an igneous rock: 1) Giant crystals of andesine that in places attain a length of 110 cm (3½ feet). 2) Homogeneous and undeformed crystals of "porphyric" andesine in a foliated or quite gneissous groundmass. 3) Folds in anorthosite that is entirely surrounded by massive anorthosite. See Photo 6.

Faults, Thrust Zones, Friction Breccias.

Arne Bugge has demonstrated the existence of a mighty friction breccia extending for 350 kilometers from the Oslo region in NE to Kristiansand in SW. The trace of the southwestern part of this breccia zone is indicated on the present map. Sub-parallel thrust zones have been shown to exist farther north and west. The alleged "volcano" in Greipstad (K. O. Bjørlykke: "Remnants of a Volcano in Southwestern Norway", Norsk Geol. Tidsskr. 7, pp. 271—279, 1924) is

merely a part of one of these zones. Thus this part of the pre-Cambrian shield has cracked up in long segments which again are cut crosswise by a system of faults running athwart. There is no striking difference in the rock types encountered on opposite sides of the thrust zones; this indicates that the thrusts, although representing first order dislocations, do not separate geological formations of very different character.

According to Høltedahl 6) the land masses are bounded by a system of submarine fault lines testifying to the epeirogenic rise of the country in Cainozoic time.

Mineralogisk Institutt, Oslo,
November 1944.

Plate I.

- Photo 1. Pegmatite dikes intrusive into amphibolitic gneiss, Herø, Søgne.
- » 2. Agmatite. Nødeviksholmen, Søgne.
 - » 3. Banded gneiss, Brennåsen, Greipstad.
 - » 4. Striped biotite gneiss. Brennåsen, Greipstad.
 - » 5. An "egg" of amphibolite embedded in granitic gneiss 1 × 2 meters across. Herø, Søgne.

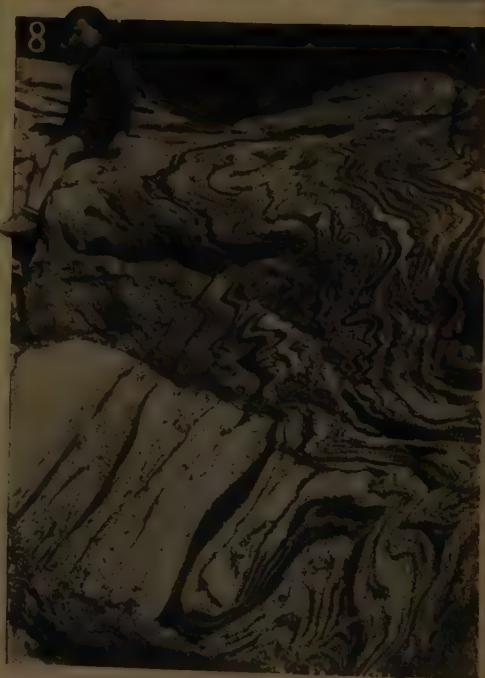
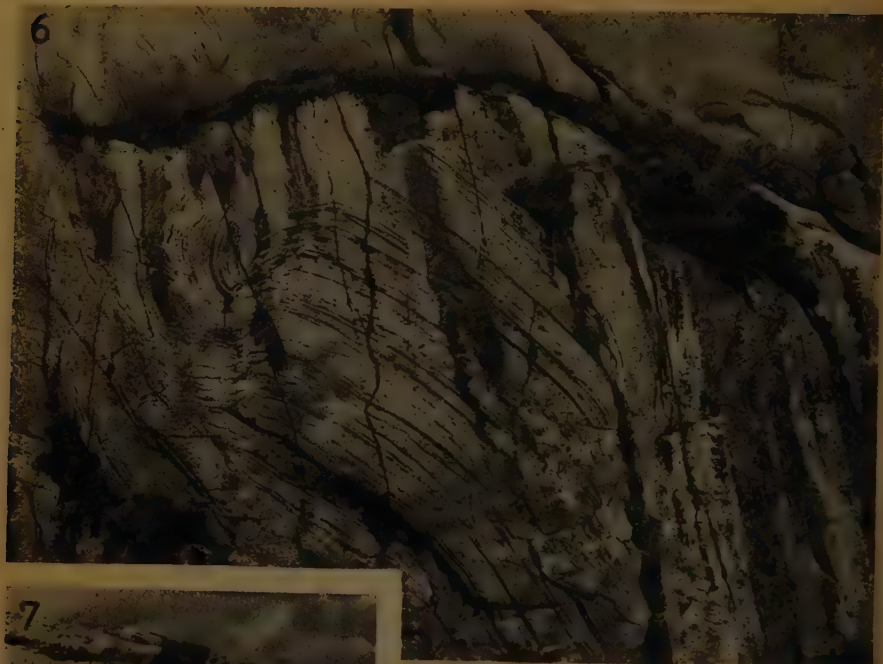
Plate II.

- Photo 6. Fold in anorthosite. Bottenvann, Ana Sira.
- » 7. Banded gneiss. Udyr, Try.
 - » 8. Rheolitic gneiss. Selskjær, Try.



3

4



Ms. mottatt 15. des. 1944.

INNHALDET AV KOBOLT I SVOVELKIS FRA NORSKE NIKKELMALMER

AV

HARALD BJØRLYKKE

Med 1 figur i teksten. English Summary.

De primære sulfidmineraler i de norske nikkelmalm er etter krystallisasjonsrekkefølgen: Svovelkis, magnetkis, pentlandit og kopperkis. I malm fra Ertelien gruve, Ringerike, er det videre ifølge J. H. L. Vogt (6) påvist små mengder koboltglans, zinkblende og blyglans.

Som sekundære mineraler er bravoit (violarit) funnet av S. Foslie (3) i malm fra Lillefjellklumpen i Grong, og millerit av H. Bjørlykke (1) i malm fra Flåt gruve i Evje.

Svovelkisen som er det først utkrystalliserte mineral opptrer i nikkelmalmene ofte som skarpkantete krystaller begrenset av oktaeder [111] og ~~terming~~ [100].

Allerede Th. Kjerulf og T. Dahll (4, s. 194) var oppmerksom på at svovelkisen i flere av våre nikkelmalm holdt betydelige mengder kobolt. Likeledes har T. Lassen i sin beskrivelse av nikkelmalmen på Ringerike (5) angitt betydelige koboltgehalter i svovelkis fra Langdal gruve.

J. H. L. Vogt (6) angir analyser av idiomorf svovelkis fra Erteli gruve med 1,19 % Co og 0,13 % Ni og fra Meinkjær med 1,07 % Co og 0,11 % Ni.

Den kjemiske analyse av kobolt byr imidlertid på mange vanskeligheter og det er dessuten meget vanskelig å få plukket ut rene prøver av svovelkis som er tilstrekkelig store til en kjemisk analyse, idet krystallene oftest inneholder inneslutninger av fremmedsubstans. Til mine undersøkelser har jeg derfor anvendt røntgenspektralanalyse fordi det til denne behøves så lite substans. Et par mg til hver analyse er tilstrekkelig. Det materiale som ble anvendt ble utplukket under binokularmikroskop.

Spektrogrammene ble opptatt med en vakuumspektrograf diam. 119 mm med steinsalt krystall.

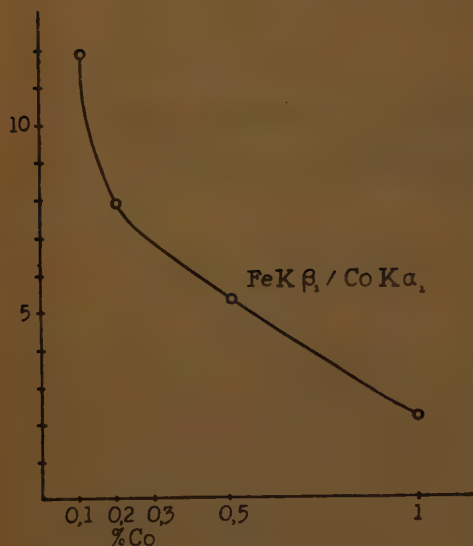


Fig. 1.

Koboltgehalten i svovelkisene ble bestemt ved intensitetsforholdet mellom linjene $\text{FeK}\beta_1$ og $\text{CoK}\alpha_1$, idet faktoren for disse linjers intensiteter på forhånd var fastsatt ved tillagete sammenlikningssubstanser. Disse ble laget på den måte at koboltfri svovelkis ble tilsatt avveide mengder Co i form av koboltkarbonat.

Intensitetsforholdet $\text{FeK}\beta_1$ til $\text{CoK}\alpha_1$ for de lagete sammenlikningssubstanser ble målt med et Zeiss Spektrallinienphotometer og resultatet ble oppstilt i en kurve (fig. 1). Kurven viser et tilnærmet rettilinjet

forløp ved innhold mellom 0,2 og 1 % Co og metoden skulde derfor innen dette område gi meget pålitelige resultater. For gehalten mindre enn 0,2 % Co blir forskjellen i intensiteter mellom $\text{FeK}\beta_1$ og $\text{CoK}\alpha_1$ for stor så nøyaktigheten derved blir mindre. For innhold under 0,2 % bør man derfor tilsette passende mengder av en sammenlikningssubstans for å oppnå større nøyaktighet.

Av kurven (fig. 1) ble utfatt prosentinnholdet av Co for de undersøkte prøver etter at intensitetsforholdet mellom linjene $\text{FeK}\beta_1$ og $\text{CoK}\alpha_1$ var målt fotometrisk. En rekke utførte kontrollanalyser viste meget gode overensstemmelser.

Resultatet av analysene er framstilt i tab. 1 og viser at innholdet av Co for de undersøkte svovelkiser fra nikkelmalmer ligger mellom 0,47 og 1,25 %. For Flåt gruve viser gjennomsnittet av 7 prøver en gehalt av 0,77 % Co.

I tabellen er der til sammenlikning anført røntgenspektrografiske analyser av svovelkis fra andre typer av forekomster. En analyse av svovelkisen fra Nyseter, Grua, som er en kontaktdannelse dannet ved forholdsvis høy temperatur, viser at denne inneholder like meget Co som mange prøver av svovelkis fra nikkelmalm. Svovelkis fra nikkelmalmen i Lillefjellklumpen i Grong, som etter en analyse angitt av S. Foslie (3, s. 20) skulde være meget fattig på kobolt, viste seg ved

	% Co	Ni-linje	Cu-linje
Flåt grube, Evje Setesdal: (1.—7.)			
1. Oktaedriske svovelkiskrystaller	0,62	0	0
2. Svovelkis i finkornet Ni-rik malm, 402	0,60	0	0
3. — uten krystallbegrensning	0,92	sv.	0
4. — i finkornet malm	1,00	0	0
5. — i impregnasjonsmalm	0,88	st.	0
6. — fra 402 benk 19	0,60	0	0
7. — uten krystallbegrensning	0,80	0	0
8. Svovelkis [111] [100] Lomtjern, Iveland	0,55	0	0
9. — kopperholdig, Lomtjern, Iveland	0,47	0	st.
10. — stykke av stor krystall, Øvre Paasche- skjerp, Iveland	0,87	0	0
11. — krystaller i magnetkis, Mølland, Iveland	0,87	sv.	0
12. — stor krystall, Orreknappen, Iveland ...	0,98	0	st.
13. — stor krystall, Orreknappen, Iveland ...	1,00	0	0
14. Svovelkiskrystall, Meinkjær grube	0,88	0	0
15. — Erteli grube	0,70	0	0
16. — Kornbrekke	1,25	0	0
17. Svovelkis uten krystallbegr., Lien, Hosanger ...	0,79	sv.	sv.
18. — i offsetmalm, Nonås, Hosanger	0,48	sv.	sv.
19. — i offsetmalm, Nonås, Hosanger	0,54	0	0
21. Svovelkis, Lillefjellklumpen, Grong	0,55	0	sv.
22. Svovelkis i zinkblende, Nyseter, Grua	0,70	0	0
23. — granitpegmatit, Frikstad 9, Iveland ...	0,33	0	0
24. — Nygruben, Fosdalen	0,18	0	0
25. Svovelkis fra yngre gang som gjennomsetter malmen, Erteli	<0,05	0	0
26. — i gullførende kvarts, Eidsvoll	<0,05	0	0
27. — i leirskifer, Hovind	<0,05	0	0
28. Svovelkisknoller i skifer, Bygdøy	<0,05	0	0

den røntgenspektrografiske analyse å inneholde en normal koboltmengde, nemlig 0,55 %.

Svovelkis fra granitpegmatit i Iveland viste 0,33 og fra Nygruben, Fosdalen, 0,18 % Co.

En prøve av hydrotermalt dannet svovelkis fra en yngre gang som gjennomsetter nikkelmalmen på Erteli viste ingen synlige linjer av kobolt og innholdet må derfor ligge under 0,05 %. Det samme gjelder svovelkis fra den gullførende kvartsgang på Eidsvoll og svovelkis fra leirskifer fra Hovind og fra Bygdøy ved Oslo.

Ifølge C. W. Carstens' analyser av kis fra våre kisforekomster (2) viser disse 0,01—0,1 % Co for gangkis og < 0,001 for de sedimentære kiser (vasskis).

Etter de utførte analyser synes det således å være et karakteristisk trekk for svovelkisen fra våre nikkelmalmers at de inneholder over 0,4 % Co og de skiller seg derved fra de svovelkiser som er dannet ved lavere temperatur. Det er derfor sannsynlig at innholdet av kobolt i svovelkis er betinget av svovelkisens dannelses-temperatur og at kobolt inngår isomorft for jern i svovelkisens gitter.

Foruten koboltlinjene fantes også i enkelte spektrogrammer linjer av nikkel og koppar i intensiteter som tilsvarte en størrelsesorden opptil et par tiendedels prosent. Disse elementer opptrådte imidlertid etter spektrogrammene i meget vekslende mengder selv i svovelkis fra samme forekomst, så det er derfor naturlig å forklare disse ved at de skyldes mekaniske forurensninger i svovelkisen.

SUMMARY

X ray spectral analyses of Co in pyrites have been carried out for 19 samples of pyrite from Norwegian nickel ores, by means of the relative intensities of the lines $\text{FeK}\beta_1$ and $\text{CoK}\alpha_1$. The values found vary from 0,47 to 1,25 % Co. An average of 7 samples from Flåt nickel mine, Evje, Southern Norway, showed 0,77 % Co.

A sample of pyrite in sphalerite from the contact zinc deposit Nyseter, Grua in the Oslo region contained 0,70 % and pyrite from a granite pegmatite in Iveland, Southern Norway had a content of 0,33 % Co.

A spectrogram of pyrite from a younger hydrothermal dike that intersects the nickel ore in Ertelien mine showed no lines of $\text{CoK}\alpha_1$ and thus had a content of Co less than 0,05 %. This also applies to pyrite from a goldbearing quartz dike from Eidsvoll and two samples from Cambrosilurian shales.

Weak lines of $\text{CaK}\alpha_1$ and $\text{NiK}\alpha_1$ have been found in some of the spectrograms and are supposed to be due to inclusions of foreign minerals in the pyrites.

The analyses seem to indicate that high contents of Co are characteristic of pyrites formed at high temperatures and that the Co thus must substitute for the Fe in the lattice of the pyrite.

LITTERATUR

1. Bjørlykke, H. Milleritt i norske nikkelmalmer. Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Forh. B. 13, Nr. 45, p. 181.
 2. Carstens, C. W. Über den Co-Ni-Gehalt norwegischer Schwefelkiesvorkommen. Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Forh. B. XV, Nr. 43.
 3. Foslie, S. og Johnson Høst. Platina i sulfidisk nikkelmalm. N. G. U. Nr. 134, 1932.
 4. Kjerulf, Th. og Dahll, T. Om Kongsberg ertsdistrikt. Nyt Mag. f. Naturv. B. 11, p. 173—207, 1861.
 5. Lassen, T. Om nikkelmalmen på Ringerige. Nyt Mag. f. Naturv. B. 21, H. 4, p. 273—278.
 6. Vogt, J. H. L. Bildung von Erzlagern durch Differentiationsprozesse in basischen Eruptivmagmata. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1893.
-

Ms. mottatt 14. april 1945.

GARDNOSBREKSJEN I HALLINGDAL

AV

OLAF ANTON BROCH

Med 6 figurer. Engl. Summary.

I grunnfjellet vest for Svenkerud og syd for Gol i Hallingdal (fig. 1 og 2) er det en merkelig breksje. Det første funnet ble gjort tett ved kjøreveien til Gardnos like vest for den siste, krappe veisving op i denne grenda. Det er blottet et lite skjær av breksje som her viser mørk grunnmasse full av små, lyse steinsplinter, filler av mørk farge og endelig små glinsende partier av sprø kullsubstans. I mikroskopet (fig. 3) ses at de lyse splintene er skarpe kvarts-, plagioklas- og mikroklinbiter. Litt større bruddstykker består av gneisgranit, som er den dominerende bergart i grunnfjellet her. Sammen med de nevnte mineralsplintene og i gneisbruddstykkene ses også litt kloritisert biotit og akessoriske mineraler fra gneisen. Mellem de splintene som kan skjernes på billedet er det masser av mindre splinter ned til henimot støvstørrelse, av samme art som de andre. De ligger delvis i en mørk, ugjennemsiktig substans som ses spredt som flekker i preparatet. Det er de omtalte mørke filler som en kan se uten forstørrelse og som altså ikke, som en kunde tro efter utseendet av håndstykket, er bruddstykker i breksjen. I lignende prøver fra andre deler av breksjeområdet kan den ugjennemsiktige substansen ligge i fine årer, eller tynt fordelt hist og her mellom steinsplintene. Nu ble det, som sagt, allerede ved det første funnet sett kullbiter i breksjen, og lignende er iaktatt ved senere funn på andre steder. Av en opsitter i Gardnos fikk jeg en nøttestor kullbite av samme utseende som kullet i håndstykkene. Han hadde funnet den i en grøft han grov. I feltesse hadde han fått slikt kull til å brenne — Det er så alminnelig at breksjen har mørk grunnmasse og i mikroskopet viser seg pigmentert eller impregnert med den sorte substansen, at en kan si at dette er et typisk fenomen. Det var da av interesse å få vite om denne sorte impregnasjonsmassen også er kull. Dette er vanskelig å avgjøre i mikroskop, og inngående kjemiske arbeider er det ikke lett å få gjort under de rådende forhold. Ingeniør

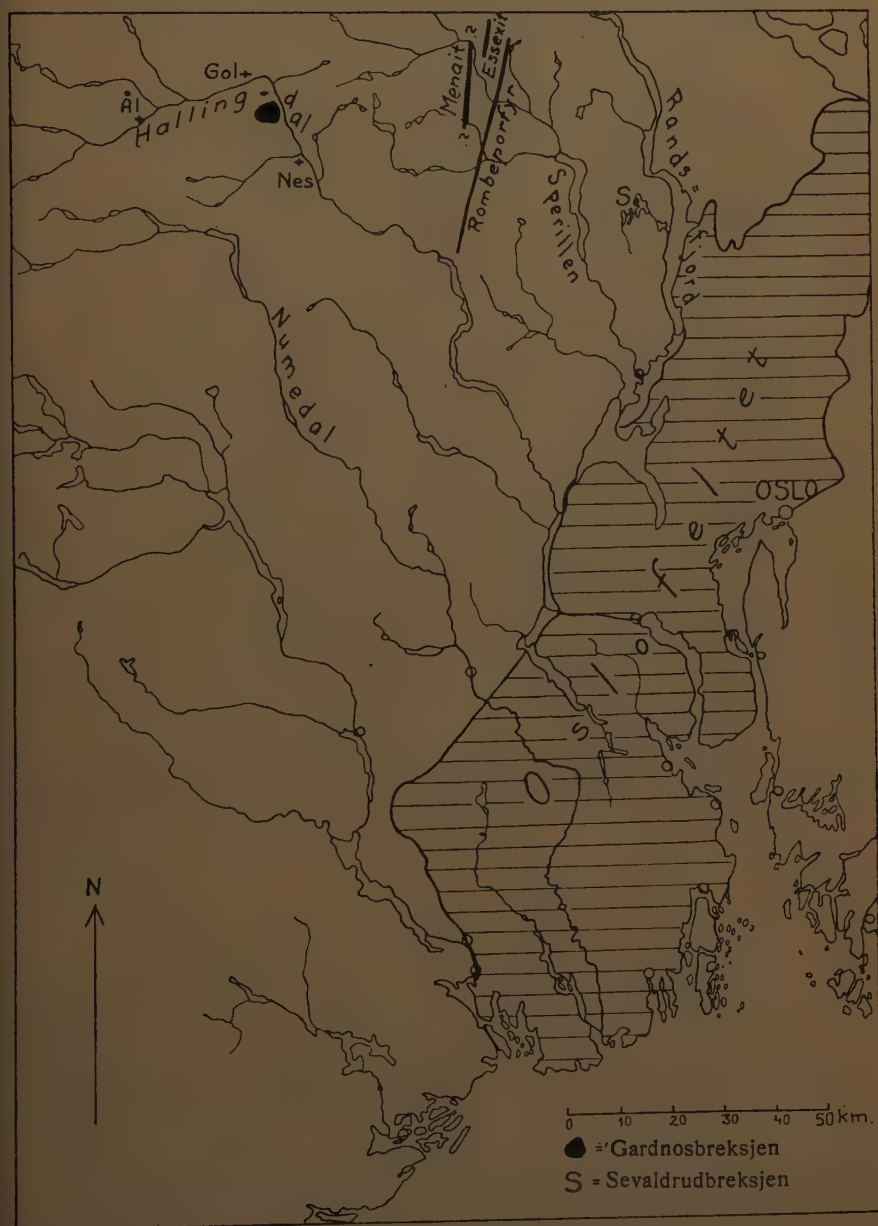


Fig. 1. Oversikt.



Fig. 2. Kart over breksjeområdet med nærmeste omgivelser. 1 : 100 000. Høydeforskjell mellom kurvene 30 m. (Topografi efter Opmålingens gradteiger E 33ø, Tunhovd, og E 32ø, Gol.)

Emil Klüver var imidlertid så vennlig å gjøre noen kvalitative undersøkelser på en prøve som mikroskopisk viser det sorte pigment, men hvor kull for øvrig ikke kan ses. At det var kull til stede anså han efter sine prøver som sikkert, og ikke ubetydelige mengder. (Med forbehold

kan mengden anslås til størrelsesordenen 1 %.) En nærmere undersøkelse av kullet får imidlertid utstå til bedre tider.

Dessverre er området hvor breksjen finnes — det er Gardnosgrenda og skogstraktene der — meget dekket av løsmateriale; men ved å ofre alt i alt 1 à 2 uker på dette forholdsvis lille feltet er det lykkes til slutt å finne så mange blotninger at breksjens omtrentlige grenser kan gis med stor sikkerhet (fig. 2). I relieffet gjør breksjen seg lite gjeldende. Hvis det er noen forskjell i motstandsstyrke mot denudasjonen så er breksjen litt svakere enn bergartene omkring. Dokkelva har gravd sitt leie i den, og i vest viser terrengflaten noen steder en liten ekstra senkning der hvor en passerer fra sidebergarten i vest (gneisgranit) over til breksjen. Bekker som renner østover går da somme tider i små gjel i gneisgraniten; idet de forlater den.

Det finnes litt forskjellige typer av breksjen.¹ Fig 4 viser en prøve med noe større bruddstykker av gneisgranit og litt pegmatit. Mellemmassen er som hos den prøven som blev beskrevet ovenfor; kullstøves mikroskopisk. Ellers er det funnet breksje med nevestore stykker av kvartsit, og også amfibolitbruddstykker er funnet. Alt sammen er bergarter som finnes i grunnfjellet rundt omkring. Et enkelt sted fantes kvartsbreksje (i vest mellom den vanlige breksje og gneisgraniten vestenfor). Nesten alltid er bruddstykkene helt skarpkantet, sjelden har de en svak antydning til rounding. Grensen opad for bruddstykkenes størrelse kan ikke opgis, men de kan være meget store, som det vil ses av beskrivelsen av skiferbruddstykket nedenfor. Noen ganske få steder i området stikker det frem litt grunnfjellsbergart, f. eks. et sted amfibolit, som sannsynligvis er store bruddstykker i breksjen.

Breksjens grenser mot grunnfjellet er ikke blottet noe sted, skjønt i øst, hvor den går frem til stupet mot Hallingdal, er det ikke meget om å gjøre. Sidebergarten der er kvartsit og amfibolit, ellers er det gneis (granitgneis) og gneisgranit med mere eller mindre pegmatit i. Særlig i nord og nordvest er bergarten nærmest å kalle granit. Det er mulig at det er en gradvis overgang fra breksje til sidestein: i vest er graniten nær breksjen av og til opsprukket, i øst kan en se opsprukket kvartsit i breksjens grensesone.

¹ En pen type ser en i jernbanens bro over hovedveien Nes—Gol (iallfall slik det så ut før krigen) like ved Svenkerud. Steinen til broen er brutt av store breksjeblokker som ligger i uren i Hallingdals vestside nedfor Gardnos.



Fig. 3. Tynnsliip av breksjen forstørret ca. 6 ganger. Ingen nicoller. Små kvarts- og feltspatsplinter. De to store korn er gneisgranit. De mørke partier er delvis kull, delvis klorit etc.

Midt i området, like ved Trytetjern i en liten åsrygg som lokalt kalles Hellenut, blev det gjort et overraskende funn. I Gardnosgrenda er det påfallende meget av skiferblokker i løsmaterialet, og noen av husene har skifertakstein. Ikke noen fint bearbeidet takstein fra ett eller annet brudd i Valdres e. l., men øiensynlig hjemmegjorte heller. Ved å spørre fikk jeg vite at skiferen stod i fast fjell i Hellenut, hvor den blev brutt i gamle dager. Dette gav med én gang forklaringen på de mange skiferblokkene i Gardnos, for brebevegelsen i området gikk mot ESE.~

Men skiferforekomsten er helt ekstraordinær, for Hellenut ligger 685 m o. h., mens peneplanet ligger mellom 1000 og 1100 m o. h. Et profil over Hellenut til de nærmeste steder hvor peneplanet går ut i luften viser dette forhold (fig. 5). Fig. 6 viser et skjematisk bilde av skiferblotningen og gir en idé om forekomstens dimensjoner.

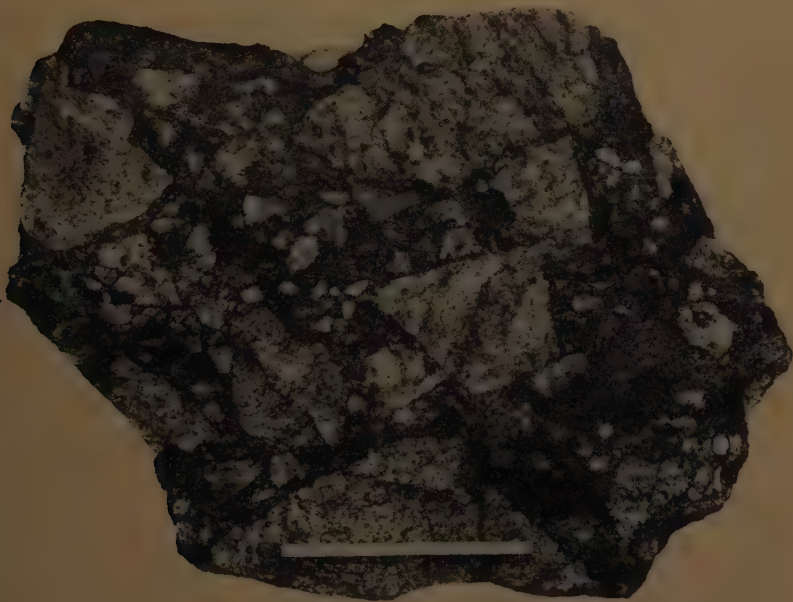


Fig. 4. Håndstykke av breksjen. Fyrstikkens lengde = 5 cm.

Fallet av skiferen er ca. 15° i østlig retning, og en ser vekslende lag av (mest) fint sandig, men også mere finkornet, litt foldet leireskifer-fyllit, som helt ligner hvad en finner oppå peneplanet. Også i tynnslip stemmer den med skifrene over peneplanet. Den viser mikrofolding og mikroforkastninger. Fossiler fantes, som ventelig, ikke. — Straks vest for den store blotningen — i bekken fra Trytetjern — står det kvartssandstein (fig. 6). Dr. Trygve Strand som var så vennlig å bli med meg til Hellenut en dag mente at skiferserien stemmer med kambrium slik den kan te seg i hans arbeidsfelt lenger nord. En har altså den laveste del av kambro-siluren for seg.

Når det gjelder spørsmålet om breksjens dannelsesmåte er det tre muligheter som må diskuteres. En kunde for det første tenke seg at den var et sediment dannet ved rask sammenskylling av løsmateriale i et lokalt bekken. Det er en lite sannsynlig tolkning som må forkastes, om ikke for annet så fordi den står i strid med forekomsten av det store skiferflaket i Hellenut. Så er det spørsmål om det kunde være en tektonisk breksje, forkastningsbreksje. Dens petrografiske karakter er kanskje ikke til hinder for en slik opfatning, men utbredel-



Fig. 5. Profil. Det subkambriske peneplan betegnet med en rett linje over terrenget mellom Dyna og Fjellset.

sen i marken gjør den helt usannsynlig. Grensen er ringformet, så breksjen måtte vel i tilfelle opfattes som en erosjonsrest av en noenlunde horisontal plate. Men dens dimensjon i vertikal retning — minst 465 m (den laveste iaktttatte breksjelokalitet ligger 320 m o. h., den høieste 785 m o. h.) — gir en rett til å gå ut fra at en måtte finne iallfall spor av dannelsen i noenlunde samme høide i Hallingdals bratte sydside opfor Gol, i dalens vestside syd for Gardnos (nærmere Nesbyen) og vel også i østsiden øst for Gardnos. Dessuten er det ikke sett noe strukturplan i breksjen som kunde tyde på bevegelse langs en flate (horisontal eller ikke). Hvis forekomsten opfattes som rest av en forkastningsbreksje med skrått eller vertikalt forkastningsplan blir det minst like vanskelig å forstå at det ikke er sett noen fortsettelse av den.

Det blir da — idet en vel trygt kan se bort fra kosmiske årsaker — bare mulig å tolke breksjen som opstått ved en veldig eksplosjon som slo hull i jordskorpen i vertikal retning og slynget fjellblokker, splinter og støv i været, hvorpå steinmassene falt ned igjen, blant dem det store skiferflak. Tross leting er det ikke funnet spor av vulkansk materiale i breksjen, så det må ha vært en ren gasseksplosjon. Slike rene gasseksplosjoner er ikke ukjent og har (Bandai San, Shirane o. a.) også funnet sted i historisk tid. Men om nu en slik eksplosjon ofte ikke gir *nytt* vulkansk materiale, så pleier det å slynges ut bruddstykker av vulkanske bergarter fra tidligere erupsjoner. I geologisk eldre, tilsvarende dannelser kan de finnes igjen i den breksje- eller tuff-fylte tilførselskanal (neck), så at områdets vulkanske natur manifesteres tydeligere. Werenskiöld (1920) har skildret gasseksplosjonsrør uten nytt vulkansk materiale, fra Lysaker ved Oslo. Her fant han grunnfjellsbergarter, bergarter fra den kambro-siluriske (og permiske?) lagrekke, menait og dertil klumper av rombeporfyr, til dels utvilsomme dagbergarter. Disse dannelser er analoge med Gardnosbreksjen, om enn av langt mindre dimensjoner, — noen få hundre meter i

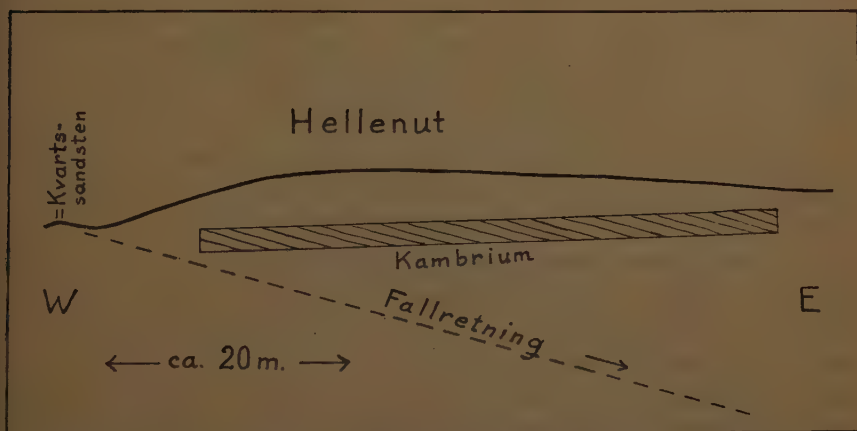


Fig. 6. Skjematisk bilde av skiferblotningen i Hellenutens bratte sydside.

diameter, mens Gardnosbreksjen har tverrmål på 4—5 km. Lysaker-eksplosjonene fant sted i et vulkansk strøk — det viser lavaklumpene i breksjen — mens Gardnoseksplosjonen muligens har vært det eneste vulkanske fenomen på stedet (etter grunnfjellstiden). Nutidens eksplosjoner finner sted i vulkanfjell og en kan naturligvis hevde at ingen vet om det kanskje var en vulkan i Gardnosrørets øvre ende på den tid da eksplosjonen fant sted. Men da er det urimelig at en ikke finner spor av vulkanfjellets bergarter i breksjen. Werenskiolds beskrivelse fra Lysaker viser at bruddstykker kan falle 1000 m og mer ned i et ganske trangt rør. Gardnosbreksjen ligger bare 3—400 m under peneplanet. Om en nu tenker sig en nokså mektig lagrekke av kambrosilur ovenpå, så burde en allikevel i breksjen finne noen representanter for de bergarter som lå over kambrosiluren. At slike bergarter mangler i Gardnosbreksjen, kan tyde på at det ikke var noen formasjoner over fylliten her da eksplosjonen fant sted.

Sammenlignet med andre eksplosjonsrør har Gardnosbreksjen store dimensjoner — de fleste er langt mindre. Riktignok opstod f. eks. ved Krakatoas eksplosjon et havområde på ca. 6 km, men dette var kratermunningen. Tilførselskanalen må antas å være langt mindre.¹ I Gardnos har selve kanalen et tverrmål på ca. 5 km, og en eventuell krateråpning i eller over fylliten må ha vært veldig.

¹ Lignende gjelder bevislig for de kjente små maarer i schwäbische Alb (jfr. Brancas profiler). I Nicaragua (Managua) er det en rekke maarlignende kratersjøer av meget større dimensjoner, men her er det atter krateråpningen som ses.

Gardnosbreksjen må da, efter alt å dømme betegnes som en vulkansk *neck* av eksepsjonelle dimensjoner, som utmerker seg ved sin absolutte mangel på vulkanske bergarter,² ja, muligens er den så å si kjemisk fri for juvenilt materiale overhodet. Noen mineraldannelse forårsaket av vulkanske gasser eller oppløsninger er ikke iaktatt med sikkerhet. Litt nydannelse av kvarts kan en se f. eks. i den omtalte kvartsbreksje, men det kan jo være et fenomen for sig. For øvrig er det bare kullsubstansen som kan tenkes å stamme fra dypet. At denne er trengt inn i flyktig form synes å fremgå av den fint pigmentaktige fordeling. Forsåvidt kunde den være en kullblende av juvenil opprinnelse. Men kullet kan også tenkes å komme ovenfra. Det er påvist at brudstykker fra kambrosiluren er falt ned i eksplosjonsrøret. Det er tenkelig at slikt materiale er falt ned til større dyp og at så bituminøs substans fra skiferen er destillert over og har avsatt sig i høiereliggende deler av breksjen som kullblende. — Bituminøse skifre er vel kjent i kambrosiluren, men i dette område synes det ikke å være stort av dem, å dømme efter forholdene i de nærmeste kambrosilurfelter: Dyna i vest og Fjellsetområdet i øst (fig. 5). I flaket i Hellenut er det heller ikke alunskifer, til tross for at dette øiensynlig er kambrisk. Men litt kullsubstans kan en da se mikroskopisk i skiferen der. Den ligger langsefter strukturflater (mikroforkastninger i krusete partier, skifrichets- eller lagflater, hvor skiferen er planstruert). Om nu denne kullsubstansen er primær (organisk) eller om det er en impregnasjon som den i breksjen for øvrig, kan ikke avgjøres.

Efter den opfatning av breksjen som er hevdet må den være yngre enn fylliten og — da skiferen i Hellenut er foldet — også yngre enn den kaledonske foldning. Vil en forsøke å bestemme alderen nærmere, kommer en straks på meget usikker grunn, men noen refleksjoner kan en vel tillate sig. Tanken om en mulig sammenheng med de permiske erupsjoner i Oslofeltet melder sig naturligvis straks. Blandt disse har en jo også eksplosjoner. Foruten Lysaker-breksjene kan en minne om (den banakitførende) Sevaldrud-breksjen (Brøgger 1931). Den ligger utenfor det egentlige Oslofelt (fig. 1). Nu spør det om Oslo-vulkanismen kan ha vært virksom så langt utenfor det egentlige Oslofelt som i Gardnos. Det er ikke usannsynlig. På fig. 1 er (efter Isachsen

² Ukjent er dette fenomen ikke. Geikie beskriver blandt sine tuffkanaler en hvor bergarten består av bare kalksteinsklumper. (Werenskiöld l. c.)

1942) tegnet permiske ganger i grunnfjellet vest for Oslofeltet. Det er ganger av mænait, basalt («essexit»), rombeporfyr. De er funnet så langt vest som til Tonsåsen og Begnadal etc., og derfra er spranget over til Gardnos ikke så svært langt enda.

SUMMARY

At Gardnos in Hallingdal, Norway (see figs. 1 and 2) occurs a breccia consisting of fragments of Archaean rocks. Size of fragments varies from dust dimensions to 50 m or more. A large fragment of the Cambrosilurian "fyllit" formation (fig. 6) in the center of the breccia-field (at Hellenut) is situated about 300 m below the sub-Cambrian peneplain (fig. 5). Though no trace of volcanic matter was found, the breccia must be interpreted as a gigantic neck formed through a gas explosion (cp. fig. 2, note the height difference between the highest and the lowest outcrop). The groundmass of the breccia is impregnated with coal particles, usually of microscopic dimensions, giving it a dark colour. Sometimes megascopic coal particles are seen. The coal may originate from volcanic gases — in that case being the only trace of them — or may be a distillation product of bitumen from Cambrian shales fallen to greater depths through the chimney. The neck is younger than the Caledonian folding. The absence of foreign rocks makes it probable that no younger rocks covered the "fyllit" formation here at the time when the explosion happened.

LITTERATUR

1920. W. Werenskiold. Explosionsrør ved Lysaker: Norsk geol. tidsskrift V, 1920, p. 99—104.
1931. W. C. Brøgger. Die Explosionsbreccie bei Sevaldrud zwischen Randsfjord und Sperilen: Norsk geol. tidsskrift XI, 1932, p. 281—346.
1942. Fridtjov Isachsen. Permiske gangspalter i grunnfjellet vest for Randsfjorden etc.: Svensk geogr. årsbok 18, 1942, p. 24—38.

Ms. mottatt 22. febr. 1945.

RINGSAKERKVARTSITEN OG VALDRESSPARAGMITEN VED MJØSA

AV

CARL BUGGE

Med 5 fig.

Alt lenge har geologene vært opmerksom på at den såkalte kvartssandstenavdeling i sparagmitformasjonen kan deles i 2 grupper. Man ser dette meget tydelig nord for Tømten i Ringsakerinversjonen, hvor kvartsiten stratigrafisk ligger tydelig under det marine kambrium, som nærmest kvartsiten er representert ved Holmiaskiferen og sandstenskiferen. Umiddelbart nord for kvartsiten kommer en grå til grønnlig sparagmit som kan følges over Evjedalen og Høgberget til Ekredalen, hvor man først ser den røde og grønne Ekreskifer og så videre nordover tillit og videre den yngre, røde sparagmit, Moelv-sparagmiten. Om de stratigrafiske og petrografiske forhold henvises til den eldre litteratur.

Av publikasjoner som jeg særlig har benyttet ved utarbeidelsen av denne avhandling skal jeg nevne:

Th. Münster: Kartbladet Lillehammer. N. G. U. nr. 30.

V. M. Goldschmidt: Profilet Ringsaker—Brøttum ved Mjøsen. N. G. U. nr. 49.

O. Holtedahl: A tillite-like conglomerate in the eocambrian of Southern Norway. Am. Journ. of Science, Vol. IV, august 1922.

O. Holtedahl: Engerdalen. N. G. U. nr. 89.

Johan Kiær: The lower cambrian Holmia fauna at Tømten in Norway. Vid.selsk. skr. I, 1916, nr. 10.

Th. Vogt: Forholdet mellem sparagmitsystemet og det marine underkambrium ved Mjøsen. N. geol. tidsskr. b. VII, h. 3—4, 1924.

Av spesiell interesse for det spørsmål jeg her behandler er Vogts arbeide. Han har kalt den eldste gruppe i kvartssandstenavdelingen for Vardalsparagmit og den yngste Ringsakerkvartsit. O. Holtedahl har også omtalt forholdet for østligere og nordligere områder i sparagmitformasjonen.

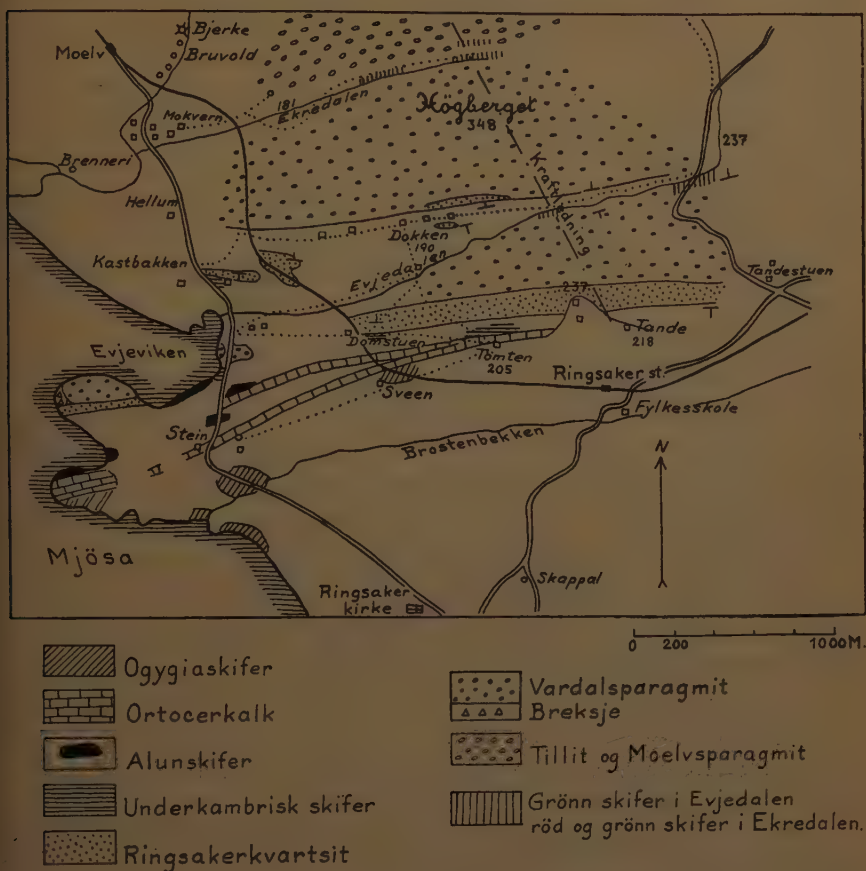


Fig. 1. Geologisk kartskisse over feltet Tømten—Evjedalen—Ekredalen i Ringsaker. Efter eldre karter og iakttagelser av C. Bugge 1944.

Ved forskjellige anledninger har jeg reist i sparagmitdistriktene og gjort forskjellige iakttagelser, spesielt i profilet Ringsaker—Brøttum. Nedenfor skal jeg gi en redegjørelse for mine undersøkelser forsåvidt de angår det her omtalte forhold.

Jeg har tegnet en geologisk kartskisse over kvartssandstenen fra Tømten til Evjedalen og Ekredalen, fig. 1. Som det vil sees har jeg utskilt sonen av Ringsakerkvartsit nord for Tømten og den klastiske, grå Vardalsparagmit lenger nord. Kvartsiten optrer nord for Tømten og vestover til Domstuen (Grønvold) som en åsrygg. Ved Domstuen forsvinner den under det overdekkede terreng, men kommer igjen

på Evjenesset, syd for Evjeviken (Kørjstuguvika). Det viser sig nu at Ringsakerkvartsiten også optrer langs Evjedalen. Man ser den i et parti øst for Dokken ved et sted som heter Kjeikrud og ved landeveien øst for Kastbakken. Det må her bemerkes at jernbanelinjen på de gamle karter er satt altfor langt øst. Jeg har på min kartskisse tegnet den som jeg omtrent fant at den går. Ved bunnen av Evjeviken ved Sportsplassen er et lite skjær av Vardalsparagmit.

Spørsmålet er nu hvorledes tektonikken er her. Det er svært overdekket i Evjedalen og derfor kan man ikke følge de enkelte kvartsittelter særlig langt. Det er vel sannsynlig at feltet ved Kastbakken og ved Kjeikrud (Dokken) henger sammen i strøkretingen. Man vilde da først tenke på at dette kvartsitdrag er et lavere liggende lag som ligger intraformasjonalt i Vardalsparagmiten. Her er imidlertid en eiendommelighet ved forekomsten ved Kastbakken. Man ser kvartsitens øvre grense (hengen) i et sprengningsarbeide for en kjeller. Kvartsiten står med strøk Ø—V og fall 22° S. Den overleires av et ca. 20 cm mektig konglomerat med ert- til nøttestore kvartsittboller. Over konglomeratet med samme flate, sydlige fall ligger en sandstenskifer. Jeg fant ikke noen fossiler, men antar at det er den underkambriske sandstenskifer som foreligger her. I så fall blir nivået det samme som ved Tømten, hvor man som kjent har nettop denne lagfølge. Konglomeratet må svare til det som ved Tømten og andre steder er påvist av Vogt og som skulde svare til det subkambriske konglomerat. Ved Tømten ligger konglomeratet stratigrafisk over den inverterte kvartsit.

Den klastiske Vardalsparagmit finner man som nevnt ved nordsiden av kvartsiten ved Tømten. Der er en meget skarp grense i nordhellingen av kvartsitåsen. I Evjedalen ved Kjeikrud, øst for Dokken, ligger den klastiske Vardalsparagmit med tilsynelatende flatt nordlig fall ovenpå Ringsakerkvartsiten. Vardalsparagmiten kan følges langs Evjedalens nordside videre nedover til Kastbakken, men den umiddelbare grense er her ikke blottet. I profilet over kraftledningsgaten er det i Evjedalen tilsynelatende en antiklinal bygning, idet man ser litt skifer mellom sandstenslagene med steilt sydlig fall. En lignende antiklinal ser der ut til å være ved de røde og grønne Ekreskifre i Ekredalen. Her regner man jo for øvrig med en forkastning. Se fig. 2, som viser et profil fra Tømten over Evjedalen til Ekredalen.

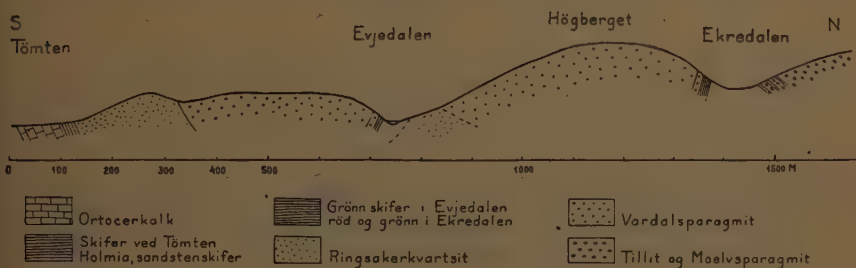


Fig. 2. Profil Tømten—Evjedalen—Ekredalen.

Det ser ut som Ringsakerkvartsiten stratigrafisk ligger under Vardalsparagmiten, men i så fall kommer man i strid med den vanlige opfatning av hele profilet.

For å undersøke forholdet videre har jeg påbegynt en undersøkelse av grensen mellom den grå sparagmit (Vardalsparagmiten) og Ringsakerkvartsiten. Langs den nevnte åsrygg ved Tømten og videre østover synes forholdet å være omtrent som ved Tømten. Ved Brumundsagen (kartbladet Åmot) var forholdet omtrent det samme. På sydsiden av kvartsiten har man det marine underkambrium i invertert stilling. På nordsien er det Vardalsparagmit. Fallet var her vanskelig å iakttå.

En viss interesse har den nevnte grense på Evjenesset ved Mjøsa. Kvartsiten optrer her som en lav åsrygg med sandstenssifer på sydsiden. Langs nordsiden ser man Vardalsparagmiten med tydelig klastisk utvikling. Her optrer imidlertid en eiendommelig breksje som er særlig tydelig lengst ute på nesseset. Breksjen er også omtalt av Vogt. Den består av opsprukket kvartsit og eiendommelig nok ser noen av sprekkenes mellom kvartsitstykkene ut til å være utfyllt med grå, klastisk Vardalsparagmit, som forvitrer med en gulbrun farge, hvorved den tydelig skiller sig fra den grå kvartsit. Jeg samlet noen ganske eiendommelige håndstykker som viser dette forhold. Ikke rettere enn jeg kunde se er det en lignende breksje som viser sig nord for gården Bakken ved østsiden av Brumunda, sydøst for Brumundsagen. Den er herfra omtalt av Rosendahl.¹

¹ Brumunddalens porfyr-sandstein-lagrekke. N. geol. tidsskr. B. X, h. 3—4, 1929.

Ennu et sted skal jeg omtale, hvor grensen er synlig mellem Vardalsparagmiten og Ringsakerkvartsiten. Det er i Kvarbergkollen på vestsiden av Furnesfjorden, rett overfor Brumunddal, et kort stykke syd for broen ved Framnes. Kvarbergkollen ligger ved den nordøstlige ende av grunnfjellshorsten i Solbergåsen, den som skjærer tvers over Nesshalvøya. (Se geologisk kart Hamar.) Det er nettop her Stensengdalen tar op mot vest på nordsiden av horsten. Stedet er omtalt av Rosendahl.

Kvarbergkollen består av kvartssandstenavdelingen, lavest står Ringsakerkvartsit og derover ligger med flatt nordlig fall over hele toppen av kollen klastisk Vardalsparagmit. Dette er det eneste sted på østsiden av Mjøsa jeg har sett Vardalsparagmit sønnenfor Ringsakerinversjonen. Stedet ligger noenlunde i strøkretningen for Vardal på vestsiden av Mjøsa, hvorfra Vogt har beskrevet Vardalsparagmit med underliggende rød og grønn skifer liggende overskjøvet over alunskifer.¹

For øvrig er det som kjent store felter av kvartssandstenavdelingen i Høstbjørkampen som ligger rett i øst, men der optrer efter mine iakttagelser utelukkende Ringsakerkvartsit.

I fig. 3 er vist et profil over den søndre del av Kvarbergkollen og fortsettelsen et stykke videre sydover. Profilet er tegnet ca. 200 m øst for husene på gården Stenseng og i fig. 4 ser man et profil over hele Kvarbergkollen.

I det første profil har man mot syd grunnfjellet i Liberget (Solbergåsen). Der optrer en øiegneis. Ved grensen mot innmarken er det en rød, forvitret breksje som representerer forkastningen langs horstens nordside. Så kommer jordene på Stenseng, og like nord for disse ved gjerdet kommer Ringsakerkvartsit i en liten høide. Fallet her ser nærmest ut til å være steilt. Efter et kort, overdekket parti i en liten senkning kommer selve Kvarbergkollen. Den sydlige skråning er dekket av en liten ur. Over denne kommer flatt, nordvest fallende lag av klastisk Vardalsparagmit, som sees over hele kollen. På nordvestsiden under Kvarbergkollen sees også kvartsiten stikke frem. Sparagmiten synes således å ligge som en plate over kvartsiten.

Av interesse er videre et profil, fig. 5, ved gården Vengshol, som ligger noe lenger mot sydvest ved nordsiden av horsten. Profilet ligner det foregående, men her kommer i stedet for Vardalsparagmit

¹ N. geol. tidsskr. B. VII, pag. 297.

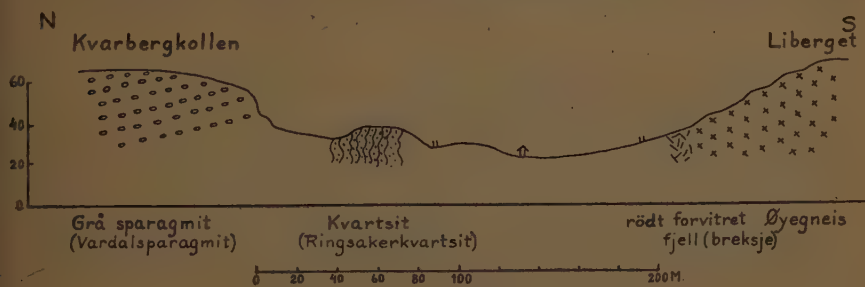


Fig. 3. Kvarbergkollen—Liberget.

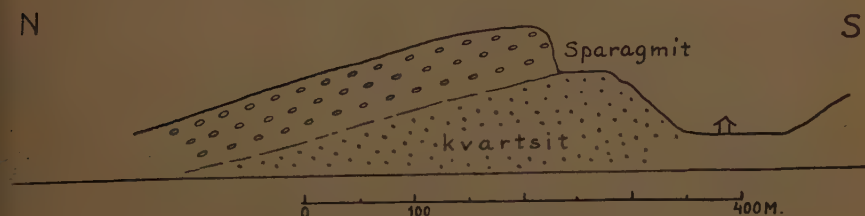


Fig. 4. Profil over Kvarbergkollen.

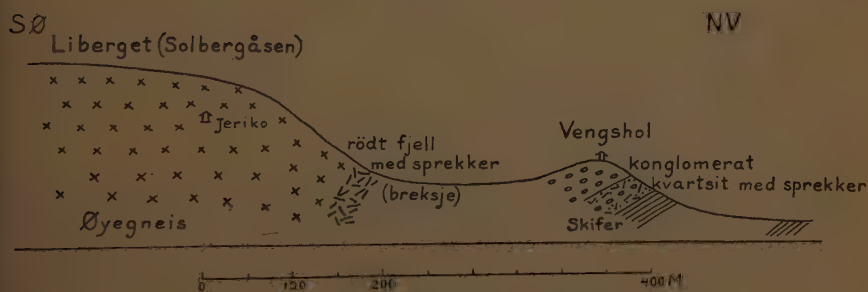


Fig. 5. Profil Liberget—Vengshol.

et konglomerat som ligger over skifer. I sydøst står øyegneisen i Liberget. Ved foten av åsen er det en breksje bestående av rødt fjell med sprekker og meget jernokker, nettop ved kanten av jordene. Dette representerer forkastningen langs horsten. Bergarten i breksjen er så fylt av okker at det er vanskelig å bestemme arten, men det så ut til å være kvartsitisk. Fallet var det vanskelig å se, det er muligens sydøstlig. Så kommer videre mot nordvest et jorde og så en høide, hvor gården Vengshol ligger. På selve gården står konglomeratet synlig i det hele over en flate av ca. 300 m². Det inneholder nøttstore

boller av kvarts eller kvartsit. Den laveste del veksler med kvartsitiske lag. Under konglomeratet ligger det sort, fliset skifer med flatt fall mot sydøst, til dels også nordnordvest. Skiferen er en veksler av fin-kornig, skifrig sandsten eller sandstenskifer og lerskifer. Fossiler var ikke å finne, men ved en senere anledning hadde jeg med Jens Bugge, som lenger nord ved Jønsrud mente å se en obolella, men den var ikke så tydelig at det bestemt kunde avgjøres. Dessverre fikk vi ikke meget tid til å lete efter fossiler, så det må utstå. På geologisk kart Hamar er det avsatt etasje 3 på dette sted. En høide på ca. 400 m o. h. mellom Herset og Bratteberg, er avsatt som ortocerkalk (vaginatkalk). Den ligger sydvest for Vengshol. — Lenger vest ved Stubberud viser kartet kvartssandsten ved grensen mot grunnfjellet på samme måte som ved Kvarbergkollen. Jeg har gått over profilet ved Stubberud og fant der vekslende lag av skifer og sandsten. Denne serie er skilt fra grunnfjellet ved en dyp dalsenkning med en bekk, hvor forkastningsplanet antas å være. Den lavest synlige del av grunnfjellet er breksjert.

Det er vel mulig at disse skifre ved Vengshol og Stubberud er underkambrisk sandstenskifer. Nord for Vengshol og Jønsrud er det sterkt overdekket, så det vil kreve noen tid å orientere lagene. Hvorledes konglomeratet skal opfattes er jeg foreløbig ikke på det rene med. Man må vel anta at det er et konglomerat som hører til sparagmitformasjonen, antagelig til Vardalsparagmiten.

Både konglomeratet og sparagmiten med kvartsiten ved Kvarbergkollen må sees sammen med hele grunnfjellshorsten. Av geologisk kart Hamar sees hvorledes horsten ligger i strøketningen for kvartsiten i Høstbjørkampen øst for Furnesfjorden. Den danner likesom en naturlig fortsettelse av Høstbjørkampens kvartsit. Forkastningen fortsetter fra horstens nordside over Furnesfjorden og langs Høstbjørkampens nordside. Den tilsvarende forkastning på sydsiden av grunnfjellshorsten gjenfinnes øiensynlig også på østsiden av Furnesfjorden. På Törnebohms geologiske kart¹ sees avsatt disse forkastninger. Av dette kart fremgår kanskje klartest hvorledes horsten ligger i fortsettelsen av Høstbjørkampens kvartsit, kun litt forskjøvet ved forkastninger parallelt med Furnesfjorden. Man kunde nærmest få inntrykk av at Høstbjørkampens kvartsit hører med til grunnfjellet. Jeg har også vært inne på tanken om at grunnfjellshorsten ikke er en horst,

¹ Grunddragen af det centrala Skand. bergbyggnad.

men at det er alloktont grunnfjell og at det røde, opsprukne fjell ved den laveste del av sidene i Solbergåsen ikke er forkastninger, men skyveplan. Da der er en sterk mylonitisering kunde det forsåvidt tenkes. Bergarten i den østre del av Solbergåsen (se geologisk kart Hamar) er en grovkornet, flasrig øiegneis. En kjemisk analyse utført av ingeniør Klüver i 1937 viste følgende resultat:

SiO ₂	71,54	Na ₂ O	2,98
TiO ₂	0,34	K ₂ O	5,10
Al ₂ O ₃	14,23	H ₂ O ÷ 110°	0,06
Fe ₂ O ₃	0,67	H ₂ O + 110°	0,45
FeO	1,72	P ₂ O ₅	0,08
MnO	0,08	CO ₂	0,18
CaO	1,90	S	0,02
MgO	0,68		
BaO	0,13		100,16

Der er jo kjent skyveplan i Høstbjørkampen. Imidlertid er det en klar forkastning langs Høstbjørkampens nordside og det er vel da også rimelig at den gamle opfatning av Solbergåsens grunnfjell som en horst er riktig. Jeg har for øvrig gjort flere iakttagelser om Solbergåsen, men nevner i denne avhandling kun de spørsmål som synes å ha en forbindelse med kvartssandstenen.

Det er således flere steder, nemlig ved Evjedalen, Evjenesset og Kvarbergkollen at det ser ut som den klastiske Vardalsparagmit er yngre enn Ringsakerkvartsiten. Det er et annet moment som har betydning å nevne i denne forbindelse, nemlig metamorfosegraden. Forholdet er jo at mens Vardalsparagmiten vel kan sies å ha bevart sin primære struktur så noenlunde, og altså er umetamorf, så viser Ringsakerkvartsiten en forholdsvis høi metamorfose. Den klastiske struktur hos kvartsiten kan visstnok leilighetsvis ennu finnes, men helt overveiende er bergarten en typisk kvartsit. Jeg har undersøkt ganske store områder av både Vardalsparagmit og den røde Moelvparagmit, men har aldri funnet intraformasjonale kvartsitlag i dem. Sådanne er dog omtalt i litteraturen, således av Høltedahl i hans beskrivelse av den grå sparagmit i Engerdalen. Denne høiere metamorfose vil man være tilbøielig til å ta som et indicium for at kvartsiten er eldre enn sparagmiten. Det er ikke godt å si hvor stor vekt man skal tillegge dette moment. Det vilde være av interesse i denne henseende

å foreta en del sammenlignende undersøkelser i feltene av Vardalsparagmit med sikte på om der foreligger intraformasjonale lag med overganger til kvartsit. Jeg håper i det hele å få anledning til å fortsette undersøkelsene av de spørsmål jeg her har fremlagt. Det er jo så at Ringsakerinversjonen er sikker nok forsåvidt angår forholdet mellom det marine kambrium og kvartsiten, men som meddelt ovenfor er der uklare spørsmål med hensyn til paragmitens forhold. Det vilde være av interesse å sammenligne med forholdene andre steder i paragmitfeltene. Jeg har således ennå ikke arbeidet noe større vest for Mjøsa. Det vilde også være av interesse å sammenligne bl. a. med forholdene i Engerdalen, hvor lagfølgen efter Hortedahls beskrivelse ser ut til å være greiere. Det ser her ut til at den blandt geologene gjeldende lagfølge er helt tydelig.

Denne lagfølge (over Birikalken) er som kjent: eldst den røde paragmit med tilliten, over den kommer de røde og grønne Ekreskifre og over disse ligger først den grå klastiske Vardalsparagmit og øverst Ringsakerkvartsiten. Problemet er da hvorledes man skal opfatte de iakttagelser jeg her har beskrevet fra Mjøsas østside, hvor i flere tilfelle Vardalsparagmiten ser ut til å ligge stratigrafisk over Ringsakerkvartsiten. Hvis dette forhold ytterligere skulde stadfestes, må det få konsekvenser for opfatningen av hele Ringsakerprofilen.

I denne forbindelse skal jeg omtale en sak som jeg ofte har tenkt på ved mine undersøkelser i paragmitfeltene. De til dels innviklede tektoniske forhold og den store overdekking med løsmateriale gjør at det kan være vanskelig å komme til sikre resultater uten man tar til hjelp forskjellige manuelle arbeider. Jeg tenker da først og fremst på diamantboring. I en del tilfelle vil også gruvearbeider være nyttige, men det måtte også være overkommelig i økonomisk henseende å foreta diamantboring på enkelte særlig viktige og omdisputerte steder.

Ms. mottatt 26. febr. 1945.

LØDDESØL SKARNFOREKOMST

AV

JENS A. W. BUGGE

Med 5 figurer.

Kalkstein har tidligere vært svært utbredt i Arendalfeltet, men under regionalmigmatiseringen i pre-kambrisk tid er kalkspaten for en stor del fortrent av skarnsilikater. En rekke av Arendals jernmalmforekomster er bundet til slike skarnførende kalksteiner. Det største skarndrag strekker seg fra Langsev over Solberg, Klodeborg, Nødebro helt fram til Grimstadgraniten. Men også vest og nordvest for Solberg — Klodeborggruvene til forbi Bråstad — Åmholt-gruvene er det en rekke små skarnforekomster som viser at kalkrike bergarter også må ha vært temmelig utbredte her (3). De fleste av forekomstene er karakterisert ved at kalksilikatene fører større eller mindre mengder jern, og at det ved siden av ofte inngår oksydiske jernmineraler.

Ved Løddesøl, ca. 7 km WSW for Arendal, opptrer det en forekomst av en litt annen type. Det er en ganske mineralrik forekomst som fører sulfidiske jernmineraler, mens skarnsilikatene er påfallende jernfattige. Den skarnførende sone er fra 5 til 10 m bred og kan følges ca. 1 km i strøkretingen, fra veisvingen SW for Hollet gård i retning N 14° E. Skarndraget ligger noenlunde på grensen mellom kvartsiter i vest og gneiser i øst. (Fig. 1.)

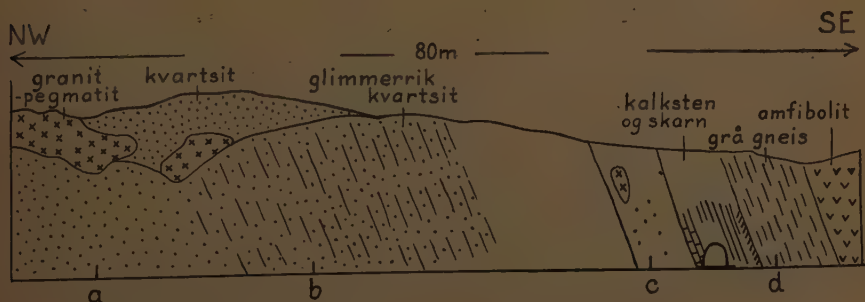


Fig. 1. Profil over Løddesøl skarnforekomst.

Det opptrer svære gangformige masser av grove granitpegmatiter i nærheten av skarndraget, og det er sannsynlig at mineraliseringen skyldes pegmatitene. Forekomsten fører en del apatit og kisene er koboltførende. De best utviklede mineraler opptrer i et lite skjerp som for en del år siden er skutt ut ved hovedveien til Løddesøl.¹

PETROGRAFI

Det kan ikke påvises noen tydelig sonarbygning i skarnforekomsten, men fra liggsiden av kan man stort sett skille mellom følgende soner:

1. Kvartsit.
2. Kalkspatmarmor.
3. Kalkspatmarmor med olivin.
4. Kalkspatmarmor med diopsid, tremolit, (skapolit).
5. Tremolit, phlogopit, uvit, apatit.
6. Tremolit, skapolit, titanit.
7. Grafit og kisleførende skifer.
8. Skapolitførende gneis.

Det er påvist følgende mineraler:

gratit	rutil	diopsid	mikroclin
magnetkis	apatit	tremolit	plagioklas
svovelkis	zirkon	phlogopit	skapolit
markasit	titanit	biotit	turmalin (uvit)
kobberkis	kvarts	serpentin	epidot
kalkspat	olivin		

De viktigste mineralparageneser i skarnet er følgende:

1. Kalkspat, olivin, phlogopit, serpentin.
- 2 a og b. Kalkspat, ev. kvarts, phlogopit, (serpentin), tremolit,
- 3 a og b. Kalkspat, ev. kvarts, tremolit, diopsid, skapolit.
- 4 a og b. Kalkspat, ev. kvarts, phlogopit, tremolit, skapolit.
5. Kalkspat, kvarts, diopsid, skapolit.

Dessuten kommer overgangsleddene mellom klassene i tillegg til disse parageneser. I de fleste av klassene inngår det også grafit, kis, apatit, titanit, uvit m. m.

¹ Materialet er samlet under kartlegging for Norges Geologiske Undersøkelse, som også har bekostet de nødvendige preparater og analyser.

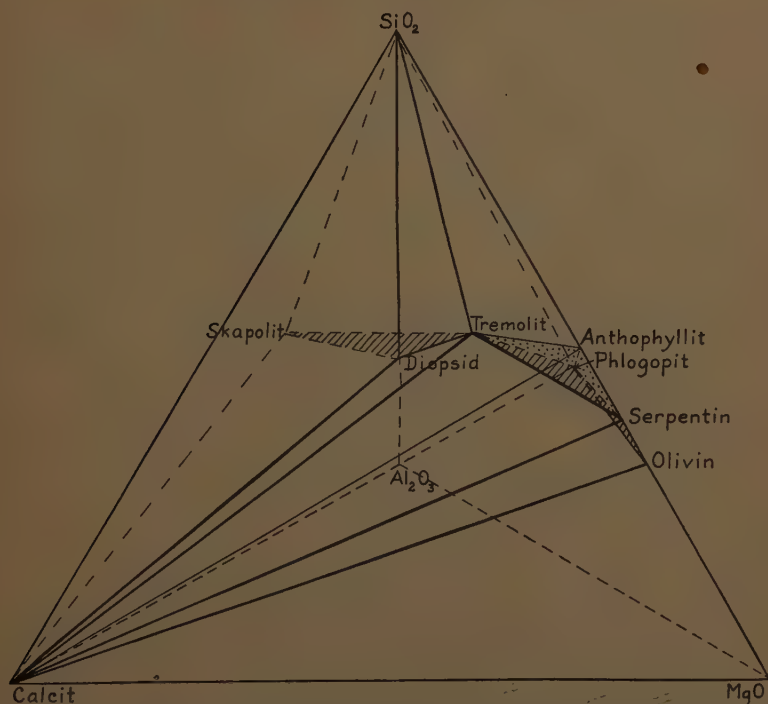


Fig. 2. Tetraederdiagram som fremstiller de stabile mineralkombinasjoner i Løddesøl skarnforekomst..

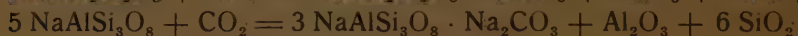
Tetraederdiagrammet, fig. 2, gir en oversikt over paragenesene. Som det framgår må man skille mellom kvartsfri og kvartsførende mineralparageneser. I diagrammet er også tatt med paragenesene for anthofyllit som antagelig er stabil i denne facies. Den er ikke funnet i skarnforekomsten, men opptrer like ved, på grensen mellom olivin-hyperit og kvartsit.

Mineraldannelsen i kvartsiten og gneisen som grenser mot skarn-draget er meget interessant fordi begge bergartene fører skapolit. Skapoliten er vesentlig dannet på bekostning av feltspat, og dannelsen må ses i forbindelse med en tilførsel av CaCO_3 eller av CO_2 som er frigjort under skarndannelsen. De optiske undersøkelser viser at det er en karbonatskapolit av sammensetning omtrent MaK 40 %, Me 60 %, mens skarnskapoliten er en klorskapolit.

Den vanlige kvartsit som man finner f. eks. ved a i profilet fig. 1, fører biotit som viktigste aksessoriske mineral. Dessuten inngår det

litt plagioklas, mikroklin, turmalin, rutil og zirkon. Den rene kvartsit veksler med glimmerrikere lag, som ved b i profilet. Det begynner her også å komme inn skapolit som man finner spredte korn av i preparatene. Ved c i profilet opptrer skapolit ofte i poikiloblastiske korn på 0,5—1 mm i tverrsnitt. De inneslutter sterkt resorberte korn av feltspat slik som fig. 3 viser. Særlig plagioklas er ofte nesten fortrent av et muskovitaggregat. Plagioklasen er bestemt ved maksimal utslukking loddrett PM :—8° 5: 12 % An. Biotit danner vel orienterte skjell og er bestemt på spaltebladene: $n_{Na} = 1,645$.

Hvis vi ser skapolitdannelsen i forbindelse med en tilførsel av CO_2 , får vi følgende reaksjonslikninger:

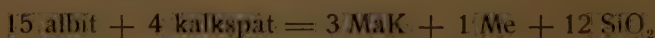


Muskovitiseringen kan forklares ved at den frigjorte leirjord reagerer med mikroklin etter likningen:



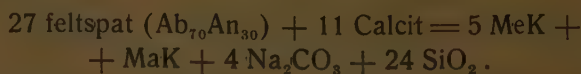
Samtidig med skapolitdannelsen frigjøres det også kvarts, som er meget alminnelig å finne som inneslutning i disse skapoliter.

Hvis derimot skapolitdannelsen skjer ved en reaksjon med $CaCO_3$ får vi følgende reaksjonslikninger:



Går man ut fra en plagioklas $Ab_{70}An_{30}$, vil man få dannet en skapolit $MaK_{50}Me_{50}$. Er den dannede skapolit mer basisk, vil det enten utskilles albit samtidig med skapolitdannelsen, eller natron må bortføres.

Ved studiet av skapolitdannelsen i kontaktsonen mellom gneis og kalkstein ved Kristiansand har Barth (1) vist at karbonatrik marialit i alminnelighet ikke er stabil ved kontaktmetamorfose, men at det ved reaksjon mellom albit og kalkspat i alminnelighet dannes en meionitrik skapolit, mens natron bortføres. Han angir følgende reaksjonslikning:



Det er sannsynlig at skapoliten ved denne forekomst, hvor det er så utbredt muskovitisering, er dannet ved tilførsel av CO_2 . Men

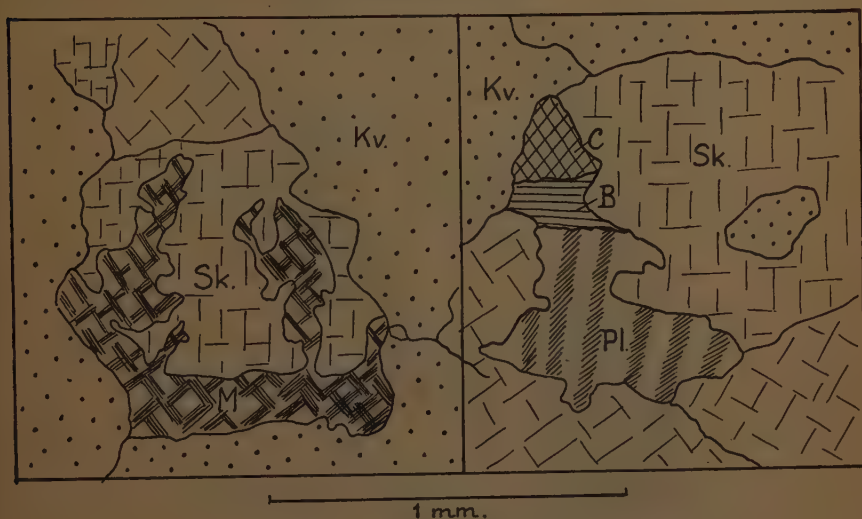


Fig. 3 a og b. Tegning etter mikrofotografi.

Kv = kvarts, Sk = skapolit, M = mikroklin, Pl = plagioklas,
B = biotit, C = kalkspat.

for en mindre del er skapoliten også dannet ved en direkte reaksjon med CaCO_3 . Det er i alminnelighet en del kalkspat til stede i kvartsiten selv også, som kan gi anledning til en slik reaksjon. Ved enkelte andre forekomster i Arendalsfeltet er dette den viktigste dannelsesmåte.

I gneisene på hengsiden finner man helt tilsvarende forhold som i kvartsiten, men den skapolitførende sone er i alminnelighet ikke så bred. Det er plagioklas-mikroklin kvartsgneiser som er omvandlet. Kvalitativt sett er det samme mineralsammensetning som i kvartsiten, men mengden av feltspat er vokset på bekostning av kvarts. Biotiten er også en jernrikere varietet med lysbrytning $n_{\text{Na}} = 1,675$ bestemt på spaltebladene.

Både i gneisen og kvartsiten opptrer det av og til litt epidot eller clinozoisit. Forholdet mellom denne og skapolit er meget interessant. Epidot har meget nær samme kjemiske sammensetning som meionit og kan på en måte oppfattes som hydroksyl-skapolit (1). Hvor epidot grenser mot feltspat er det alminnelig å finne en reaksjonsrand av skapolit. Fig. 4 viser dette i et tilfelle hvor den grenser mot mikroklin. Det dannes i alminnelighet en skapolit av intermediær sammensetning mellom de opprinnelige mineraler.



Fig. 4. Tegning efter mikrofotografi.

M = mikroklin, Sk = skapolit, Z = clinozoisit.

Det beror på forholdet mellom damptrykkene av H_2O og CO_2 hvilket mineral som skal være stabilt. Man får en likevekt:



Ved enkelte andre forekomster har jeg observert den motsatte reaksjon hvor skapolit er omvandlet til epidot og plagioklas. Plagioklasen har da gjerne den maksimale anortitgehalt som er mulig i stabil likevekt med epidot.

Granitpegmatiten, slik som den er utviklet i den nordligste del av profilet, består av et grovkrystallinsk aggregat av kvarts og feltspat. Feltspaten er for den overveiende del en rødlig mikropertit og for en mindre del oligoklas. I underordnet mengde inngår det biotit og litt muskovit, og som aksessoriske mineraler turmalin, titanit m. m. Feltspat og kvarts er enkelte steder skriftgranitisk sammenvokst. Pegmatiten er yngre enn kvartsiten og overskjærer foliasjonen i denne.

Nær grensen mot skarndraget er det en liten pegmatitslire i kvartsiten. Den er skapolitisert på en liknende måte som de øvrige bergarter. I preparatet ser man plagioklas, mikroklin, kvarts, skapolit, biotit, muskovit og i underordnet mengde kalkspat og et par korn

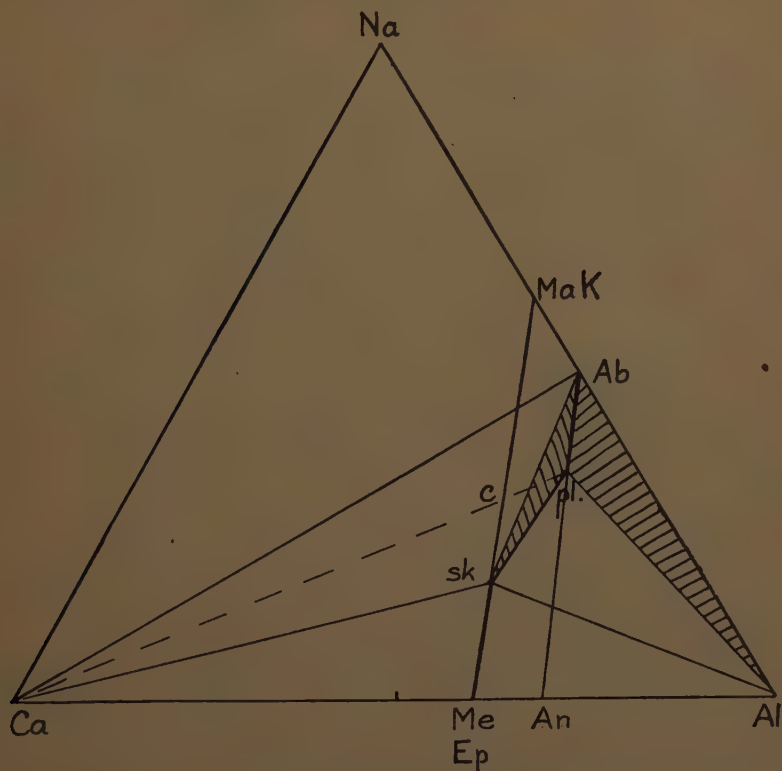


Fig. 5. Diagram som fremstiller stabilitetsforholdet mellem plagioklas og karbonaskapolit.

apatit. Feltspaten er sterkt muskovitisert og særlig plagioklasen er full av små muskovitskjell.

Lysbrytning for glimmer er bestemt på spaltebladene: $n_{Na} = 1,650$ for biotit, $n_{Na} = 1,615$ for muskovit.

Skapolitdannelsen i sidebergartene til skarnet må være skjedd etter størkingen av denne pegmatit.

Diagrammet, fig. 5, viser stabilitetsforholdet mellom skapolit og plagioklas. Sidene i trekanten framstiller forholdet mellom de rene komponenter Na, Al, Ca i atomprosent. Serien albit—anortit er framstilt ved linjen Ab—An, og serien meionit—karbonatmarialit ved linjen MaK—Me.

Ved lave temperatur-trykkbetingelser er bare de albitrikeste ledd i plagioklasserien stabile; men ved stigende metamorfose vil felt-

spaten kunne oppta mer av anortit-komponenten slik at punktet pl., som angir den stabile plagioklas med maksimal anortitgehalt, beveger seg nedover linjen mot An.

Det omvendte forhold er tilfelle med karbonatskapoliten. Her er, som Barth (2) og Sundius (6) har pekt på, det meionitrikeste ledd stabil ved laveste metamorfose, mens punktet sk beveger seg oppover linjen ved stigende trykktemperaturbetingelser.

I Løddesølfeltet finner man plagioklas med anortitgehalt på ca. 25 An sammen med skapolit med en marialitgehalt på 40—45 MaK. Fra Waldviertel er påvist forholdet An 35—MaK 37—40, og i Fosenfeltet, i Trøndelag nevner Ramberg forholdet An 30—MaK 40.

Den marialitrikeste karbonatskapolit som er kjent omtales av Barth (2) fra Seiland og fører 79 % MaK og 21 % Me. Den opptrer i magmatiske bergarter og er dannet under de høyeste kjente PT-betingelser.

I Mansjøfeltet har von Eckermann (4) funnet forholdet An 85—MaK 25. Den høye anortitgehalt forklarer Eckermann ved at det har hersket et usedvanlig høyt gasstrykk som har forskjøvet plagioklasens stabilitetsområde til henimot ren anortit.

Diagrammet, fig. 5, viser forholdet omtrent slik det er i Løddesølfeltet. Når plagioklas av sammensetning pl. kommer i kontakt med kalkspat vil den reagere under dannelse av skapolit. Hvis all plagioklas omvandles får skapoliten sammensetningen c. Er derimot den stabile skapolit gitt ved punktet sk vil det utskilles albit eller bortføres natron.

Vi får de stabile mineralkombinasjoner:

Kalkspat, albit, skapolit (Ca, sk, Ab).

Plagioklas, skapolit, muskovit (sk, pl., Al).

Punktet Me framstiller også sammensetningen av epidot, og diagrammet viser den stabile paragenese ved siden av skapolit, når damptrykkene av CO_2 og H_2O er slik at de kan opptre sammen.

På samme måte som forholdet mellom epidot og plagioklas kan benyttes som temperatur-trykkindikator, skulde man også kunne benytte forholdet plagioklas—skapolit. Det er derfor viktig å få bestemt flere punkter på kurvene.

MINERALOGI

Grafit opptrer både i kalksteinene og i grensesonen av skarnet mot gneisene i syd. Den er særlig anriket i hengsonen. Krystallene varierer fra millimeter store blader oppover til et par centimeter i tverrsnitt, og er ofte utviklet i pene hexagonale plater.

Grafit er funnet i kontakt med svovelkis, magnetkis, titanit, kvarts, olivin, tremolit, phlogopit, uvit, mikroklin.

Sulfidmineralene.

Kisene opptrer i nær forbindelse med hverandre og er særlig anriket i hengsonen av forekomsten.

Svovelkis danner vel utviklete krystaller av varierende størrelse, oppover til omtrent 1 cm i diameter og er det eldste av sulfidmineralene.

Kobberkis opptrer i underordnet mengde og i preparatene ses bare enkelte, spredte korn.

Magnetkis danner mer uregelmessige masser og er det mest utbredte av kismineralene. På grunn av magnetkisens forvitring er forekomsten brunfarget av jernoker.

Markasit er det yngste av sulfidene og holder på å fortrenge magnetkis etter sprekker og langs rendene. Den er lett kjennelig i ertsmikroskopet på grunn av den sterke anisotropieffekt.

Ing. Kvalheim ved Statens Råstofflaboratorium har vært så elskverdig å utføre en spektrografisk analyse på Ni og Co i svovel- og magnetkis og har funnet følgende gehalter (prosent i forhold til jerngehalten):

Svovelkis	2,5 %	kobolt,	0,04 %	nikkel.
Magnetkis	0,3 %	»	0,8 %	»

Den merkverdig høye koboltgehalt i svovelkis tyder nesten på at det må være et koboltmineral til stede, men jeg har ennå ikke kunnet påvise noe.

Apatit opptrer i uregelmessige, svakt grønne masser som kan være opptil nevestore. De mindre krystaller har av og til også utviklete krystallflater. De er tydelig eldre enn skapolit som inneslutter dem. ●

De er enakset negative, lysbrytningen er bestemt i pulverpreparat: $\omega_{Na} = 1,650$, $\epsilon_{Na} = 1,645$.

Det er utført en analyse på de lettflyktige bestanddeler som gir følgende gehalter:

	Vektpros.	Molprop.
F	2.13 %	1121
Cl	1.81 -	511
CO ₂	0.06 -	11
H ₂ O ⁺	0.04 -	22
H ₂ O ⁺	0.12 -	67

Fluor er bestemt av Astrid Thorkildsen, og de øvrige bestanddeler av Martha Klöver.

Apatit er funnet sammen med grafit, magnetkis, kalkspat, kvarts, skapolit, tremolit, phlogopit, uvit.

Titanit er et nokså alminnelig aksessorisk mineral i forekomsten og opptrer i vel utviklete, konvoluttformete krystaller på opptil flere centimeters størrelse.

Den er funnet sammen med kalkspat, grafit, skapolit, phlogopit, uvit, tremolit, kvarts. Av og til finner man også små rester av rutil sammen med titanit, selv når den grenser mot kalkspat. Det må forklares ved at det har vært underskudd på SiO₂.

Olivin opptrer i form av små avrundete korn på under 1 mm innvokst i kalkspat. De er gjennomvasket av uregelmessige sprekker og er delvis serpentinisert.

Lysbrytning er bestemt i pulverpreparat: $\alpha_{Na} = 1,655 \pm 0,002$, $\beta_{Na} = 1,660 \pm 0,002$, $\gamma_{Na} = 1,675 \pm 0,002$; aksedispersjon: $\rho > \nu$; $+2V \sim 90^\circ$.

Olivin er funnet i kontakt med kalkspat, grafit, serpentin, phlogopit, magnetkis.

Diopsid er et alminnelig mineral og opptrer gjerne i kornige masser. Fargen er gråbrun og kornstørrelsen opptil et par mm.

Lysbrytning er bestemt i pulverpreparat: $\alpha_{Na} = 1,677 \pm 0,002$, $\beta_{Na} = 1,683 \pm 0,002$, $\gamma_{Na} = 1,707 \pm 0,002$; aksedisperson: $\rho > \nu$; $+2V \sim 60^\circ$, $c:\gamma = 42^\circ$.

Den opptrer sammen med svovelkis, magnetkis, kalkspat, tremolit, skapolit, uvit.

Tremolit er det hyppigste mineral og opptrer i langprismatiske vel utviklete krystaller som kan bli 10—15 cm lange.

Lysbrytning, bestemt i pulverpreparat er: $\alpha_{Na} = 1,610 \pm 0,002$, $\beta_{Na} = 1,620 \pm 0,002$, $\gamma_{Na} = 1,635 \pm 0,002$, $-2V = 75-80^\circ$; c: $\gamma = 16^\circ$.

Den er funnet sammen med grafit, magnetkis, apatit, kalkspat, titanit, kvarts, diopsid, phlogopit, skapolit, plagioklas, mikroklin, uvit.

Skapolit er ved siden av tremolit det alminneligste mineral i forekomsten. Den opptrer i hvite tetragonale krystaller som kan bli opptil 15—20 cm lange.

Lysbrytningen er bestemt i pulverpreparat: $\omega_{Na} = 1,580 \pm 0,002$, $\varepsilon_{Na} = 1,550 \pm 0,002$.

Det er utført en kjemisk analyse som gir følgende sammensetning:

	Vektprosent	Mol.prop. $\times 10000$	Muskovit	Biotit	Marialit	Kali-marialit	Meionit	Kvarts	Oksyd i over- eller underskudd
SiO ₂	49,63	8263	216	110	3474	360	3594	599	—8
Al ₂ O ₃	26,03	2554	108	18	579	60	1797		
Fe ₂ O ₃	0	0							
FeO	0,14	20		20					
MnO	0,02	3		3					—67 +85
MgO	0,35	87		87					
CaO	13,45	2397					2397		
Na ₂ O	4,78	771			771				
C ₂ O	1,27	135	36	18		81			
C ₂ O—	0,20	111							
K ₂ O+	0,36	194	72	36					
HO ₂	2,34	532					599		
Hl	1,81	511			386	40			
S	0								
	100,51								
—O f. S	0,12								
	100,39								

Anal. M. Klüver

Etter det grunnlag analysen er beregnet blir bestemmelsen av CO₂ 0,3 vektprosent for lav og av Cl 0,3 vektprosent for høy. Skapoliten får sammensetningen:

Marialit 45 Mol%
Meionit 55 »

Skapolit er funnet sammen med grafitt, apatit, kalkspat, titanit, kvarts, epidot, diopsid, tremolit, phlogopit, plagioklas, uvit.

Turmalin er det mest interessante av skarnmineralene. Den opptre i opptil hodestore krystaller, men krystallflatene er i alminnelighet dårlig utviklet. Fargen er mørk brun til svart og bruddet er glassaktig. Lysbrytning er bestemt i pulverpreparat: $\omega_{Na} = 1,640 \pm 0,002$ $\epsilon_{Na} = 1,622 \pm 0,002$ pleochroisme: ω -brungul, ϵ -fargeløs.

Disse data tyder på at turmalinen er en kalk-magnesia-turmalin av uvitserien, og jeg har derfor fått utført en kjemisk analyse. Analysen er beregnet uten å ta hensyn til TiO_2 og Fe_2O_3 som man finner små inneslutninger av i turmalinen i form av rutil og jernglans. Det er mulig at det inngår små mengder av dem i den støchiometriske forbindelse; men det blir ikke så meget at det vil øve noen innflytelse på formelen. Beregningen er skjedd på grunnlag av $62(O, OH)$ etter Kunitz's (5) turmalinformel:

	Vekt prosent	Mol.prop.	Metallatom	Antall atom (O,OH)	Metallatom på basis av 62 (O,OH)
SiO_2	36,35	6028	6028	12056	12,23
TiO_2	1,45	181			
Al_2O_3	30,54	2988	5976	8964	12,18
Fe_2O_3	1,71	107			
FeO	0,44	61	61	61	0,12
MnO	Sp.				
MgO	11,62	2882	2882	2882	5,86
CaO	4,04	720	720	720	1,46
Na_2O	0,55	89	178	89	0,36
K_2O	0,12	13	26	13	0,05
H_2O^-	0,05				
H_2O^+	2,61	1449	2889	1449	5,90
B_2O_3	10,00	1436	2872	4308	5,83
S	0,01				
—	99,49			30542	

$$\frac{62}{30542} = 2,03$$

Anal. M. Klöver

Analysen svarer etter denne beregning meget nær til et blandingsledd mellom uvit og dravit. De små avvikelser skyldes muligens at CaO og HO_2 kan være bestemt litt for lavt i analysen.



Formelen for dravit svarer til den som angis av Kunitz. Derimot viser uviten noen små avvikelser fra Kunitz's formel:



Istedenfor forholdet $\text{H}_8\text{Mg}_8\text{Al}_{10}$ har Løddesøluviten forholdet $\text{H}_8\text{Mg}_6\text{Al}_{12}$. Den blir en aluminiumrikere og magnesiafattigere varietet enn vanlig. Til opprettholdelse av elektronøytraliteten inngår det bare 6 H. Man får en isomorf substitusjon mellom Mg^{2+} og Al^{3+} og mellom O^{2-} og OH^- .

Uvit er funnet sammen med grafitt, svovelkis, magnetkis, apatitt, kalkspat, titanitt, rutil, kvarts, tremolitt, diopsid, phlogopitt, skapolitt, mikroklin.

Turmalinen i kvartsiten vest for skarndraget er en, mer eller mindre jernrik shorlitt. Jerngehalten ser ut til å avta når man nærmer seg forekomsten. Jeg har bestemt lysbrytningsindeks ω_{Na} for en rekke turmaliner og det er tydelig at den er lavest nærmest skarnet. Ved c i profilet har jeg funnet verdien $\omega_{\text{Na}} = 1,660-1,665$, mens den ved a i profilet er bestemt til $\omega_{\text{Na}} = 1,685-1,690$. En så høy verdi tyder etter Kunitz på at det foruten jern også inngår en del titan i turmalinen.

LITTERATUR

1. Barth, T. F. W. On contact minerals from pre-Cambrian rocks in Southern Norway. Norsk geol. tidsskr. 8, 1924, p. 108.
2. — Die Pegmatitgänge im Seilandgebiete. Vid. Akad. Skr. I. 1927, No. 8.
3. Bugge, J. A. W. Geological and petrographical Investigations in the Kongsberg—Bamble Formation. Norges geol. under. 160, 1943.
4. v. Eckermann, H. A. The Rocks and Contact Minerals of the Mansjō Mountain. Geol. För. Stockh. Förh. 44, p. 367, 1922.
5. Kunitz, W. Die Mischungsreihen in der Turmalingruppe und die genetischen Beziehungen zwischen Turmalin und Glimmer. Chemie d. Erde, Bd. 4, 1930, p. 208—252.
6. Sundius, N. Beiträge zur Kenntnis des Skapolite. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, XVI, 1918, p. 105.

Blindern, Mineralogisk Institutt 25. febr. 1945.

Ms. mottatt 4. des. 1944.

OM DEN KJEMISKE SAMMENSETNING AV TRONDHEIMSFELTETS KALKSTENER

AV

C. W. CARSTENS

Kalkstensbenker optrer i samtlige 3 formasjonsgrupper i Trondheimsfeltet. Men i praktisk-økonomisk henseende er Bymarkgruppens kalkstener de viktigste.

Trondheimsfeltets kalkstener har i lang tid hatt ord for å være av særlig god kvalitet. Man har således fra Trøndelag flere eksempler på skipslaster, som gjennomsnittlig har holdt omkring 99 % CaCO_3 . Forholdet er imidlertid i virkeligheten at en flerhet av Trondheimsfeltets kalkstener gjennomgående holder en merkbar gehalt av MgCO_3 , således i adskillige tilfelle opptil 5 å 6 %. Dette gjelder spesielt Bymarkgruppens kalkstener.

Allerede Th. Kjerulf har (1882) vært opmerksom på at en del av Trondheimsfeltets kalkstener fører en forholdsvis betydelig gehalt MgCO_3 [1]. Og J. H. L. Vogt skriver i »Norsk marmor«, som utkom i 1897: »Videre synes de trondhjemske kalstene, at dømme efter de i det følgende sammenstilte analyser, gjennomsnittlig at holde lidt mere magnesia, end tilfældet er i Kristianiafeltet« [2].

Enn videre har Carl Bugge i sitt arbejde »Kalksten og marmor i Romsdals amt«, som utkom i 1905, omtalt de trondhjemske kalksteners sammensetning. »Ligesom de nordlandske kalkstene«, skriver Bugge i dette arbejde, »viser også de trondhjemske en mindre konstant sammensetning end de romsdalske. Gehalterne af jernoxyd og lerjord samt af uopløst viser gennemgaaende lidt høiere værdier end hos romsdalskalkstenene, og det samme er i fremtrædende grad tilfældet med magnesiagehalterne.« [3]. Både Vogt og Bugges uttalelser er imidlertid utelukkende basert på Kjerulfs analyser fra 1882.

Nærværende forfatter har i flere år arbeidet med undersøkelse av en rekke av Trondheimsfeltets kalkstener. Fra disse undersøkelser foreligger i alt over 300 analyser, som er utført på de kjemiske laboratorier i flere forskjellige av våre industrielle bedrifter. Da samtlige

undersøkelser har hatt praktisk-økonomiske formål, kan det av de funne resultater kun anføres data av rent generell geologisk interesse.

En av de største og kvalitativt beste kalkstensbenker i Trondheimsfeltet er den kalkstensbank som strekker sig fra Hylla i Røra herred med NNW-lig strøkretning over Stenstads og Ystads grunn til Kverkilåsen i Inderøy herred. Denne bank tilhører stratigrafisk Bymarkgruppen og har en lengde av flere kilometer. Drift har hittil kun vært igangsatt på et enkelt sted, nemlig i den sydlige ende på Nicolay Buchs eiendom, hvor det umiddelbart nedenfor dagbruddet også finnes en kalkovn.

Gjennomsnittssammensetningen over store deler av denne bank, basert på utskutte prøver, er:

$$\begin{array}{rcl} \text{omkring } 93,00 \% & \text{CaCO}_3 \\ \text{» } 4,00 \% & \text{MgCO}_3 \\ \hline \text{omkring } 97,00 \% & \text{totalkarbonat.} \end{array}$$

Så vel CaCO_3 -gehalten som MgCO_3 -gehalten varierer i alminnelighet i de enkelte prøver opover og nedover et par prosent, *total-karbonatgehalten forblir imidlertid alltid tilnærmet konstant*. Den høiest observerte MgCO_3 -gehalt er ca. 13,00 %, den laveste er ca. 1,00 %.

Nær kalkstensbankens heng og ligg optrer i mange tilfelle mere urene kalkstenspartier (lag) med forholdsvis høi gehalt av uopløst (fra 4 % og opover). Gjennemgående er i disse partier forholdet

$\frac{\text{MgCO}_3}{\text{CaCO}_3}$ større enn i de helt rene kalkstenspartier.

Den kalkstensbank, som med NNE-lig strøkretning stryker fra Strømmen (Inderøy) og videre over Røsetåsen langs Borgenfjordens vestside, representerer antagelig en forkastet fortsettelse av den forannevnte kalkstensbank (Hylla—Kverkilåsen). Også denne bank tilhører således stratigrafisk Bymarkgruppen.

På den sydligste del av denne bank (Strømmenkalkstenen) har det tidligere funnet sted en ganske betydelig kalkstensdrift i forbindelse med kalkbrenning. Men i den senere tid har driften vært helt nedlagt. Kvaliteten har i denne del av banken gjennemgående vært meget god (høi CaCO_3 -gehalt, lav MgCO_3 -gehalt).

Lenger nord er imidlertid banken ikke av helt ensartet kvalitet. Lagvis har kalkstenen her en tydelig utviklet skifrig struktur med

forholdsvis sterk tilblanding av skifermateriale (av mektighet op til 10 m). Størsteparten av benken viser imidlertid en masseformet struktur uten antydning til skifrighet og uten innleiringer av fremmet materiale. Mens den skifrige varietet av grålig farve tydelig tilkjenner seg som sten av sekunda kvalitet, fremtrer den masseformede kalksten av hvit farve som sten av utvilsom prima kvalitet. Dette forhold fremgår også av analysene.

Gjennomsnittssammensetningen av kalksten av prima kvalitet (den masseformede kalksten), basert på utskutte prøver, er i dette parti:

$$\begin{array}{rcl} \text{omkring } 97,50 \% & \text{CaCO}_3 & \\ \gg & 1,00 \% & \text{MgCO}_3 \\ \hline \text{omkring } 98,50 \% & \text{totalkarbonat.} & \end{array}$$

Og gjennomsnittssammensetningen av kalksten av sekunda kvalitet (den skifrige varietet) er:

$$\begin{array}{rcl} \text{omkring } 89,00 \% & \text{CaCO}_3 & \\ \gg & 6,50 \% & \text{MgCO}_3 \\ \hline \text{omkring } 95,50 \% & \text{totalkarbonat.} & \end{array}$$

Da gehalten av MgCO_3 i denne kalkstensbenk for den helt overveiende del er knyttet til den skifrige varietet, synes MgCO_3 -gehalten å være betinget av inngang av skifermateriale. MgCO_3 -gehalten må med andre ord være et for den skifrige varietet primært karaktertrekk.

Mens de kalkstensbenker, som er innleiret i Bymarkgruppens grønstenslavaer, tilsynelatende har en litt vekslende MgCO_3 -gehalt (dog sjelden særlig høi), synes de kalkstensbenker, som er innleiret i skiferbergarter, fortrinnsvis tilhørende Hovingruppen, å ha en meget lav MgCO_3 -gehalt. Dette gjelder således så vel Frosta kalkstensbenk på Frosta som Lund kalkstensbenk ved Steinkjer.

Frosta kalkstensbenk ligger ca. 1 km nord for Holmberget på Frosta. Forekomsten stryker fra sjøen i E-lig retning, fallet veksler i alminnelighet mellem 35° og 45° N-lig. Sidestenen er lerglimmer-skifer.

Gjennomsnittssammensetningen over en del av denne benk er:

$$\begin{array}{rcl} \text{omkring } 93,00 \% & \text{CaCO}_3 & \\ \gg & 0,15 \% & \text{MgCO}_3. \end{array}$$

Når Frosta kalkstensbenk med sin gunstige beliggenhet hittil er blitt liggende intakt, unyttet av industrien, skyldes dette utvilsomt den omstendighet at benken er gjennemsatt av en rekke mere og mindre mektige skiferlag. Da kalkstenen motstår erosjonen langt bedre enn skiferen, blir følgen at kalkstensbenken danner en skarp markert åsrygg i det omgivende skiferlandskap. Og de i benken innleirede skiferlag danner i mange tilfelle mindre søkker og slukter med innbyrdes parallell strøkretning.

Lund kalkstensforekomst ligger i Egge herred, ca. 4 km fra Steinkjer. Forekomsten stryker fra sjøen i ENE-lig retning umiddelbart nordenfor Lund og Gjevran gårder, fallet er gjennomgående omkring 50° N-lig. Sidestenen er lerglimmerskifer.

Gjennemsnittssammensetningen over en del av denne kalkstensbenk er:

$$\begin{array}{l} \text{omkring } 94,5 \% \text{ CaCO}_3 \\ \text{» } 0,5 \% \text{ MgCO}_3 \end{array}$$

Lund kalkstensbenk er — likesom Frosta kalkstensbenk — gjennemsatt av en del mere og mindre mektige skiferlag og urene kalkstenslag. Gehalten av MgCO_3 er i begge forekomster påfallende lav.

Gjennomgående fører de kalkstensvarieteter som har de høieste CaCO_3 -gehalter, også de laveste MgCO_3 -gehalter. Noen proporsjonalitet er imidlertid ikke til stede. Mergelskifrene fører tilsynelatende relativt høie gehalter av MgCO_3 . Således viser en mergelskifer fra Lund kalkstensbenk 86 % uopløst, 2,50 % CaCO_3 og helt op i 4 % MgCO_3 . Forholdet $\frac{\text{MgCO}_3}{\text{CaCO}_3}$ er derfor utvilsomt også her — likesom i Hylla — Kverkilåsen kalkstensbenk — større i de urene kalkstenspartier, resp. mergelskifre, enn i de helt rene kalkstenspartier.

Analyser har vist at det gjennomgående ingen vesentlig forskjell er på de prøver som er utskutt i 40 cm dyp, og på stoffprøver utslått med hammer på tilsvarende sted i dagen. I de fleste tilfelle har endog stoffprøvene, når disse samtidig er blitt analysert, vist de høieste CaCO_3 -gehalter. Dette forhold, som er av stor betydning for prøvetakingen av kalkstensforekomster, viser således at det i alminnelighet ikke finner sted noen forandring av kalkstenens kjemiske sammensetning umiddelbart under dagoverflaten.

Da samtlige hittil utførte undersøkelser viser at gehalten' av MgCO_3 gjennemgående er forholdsvis størst i de urene kalkstensbånd, resp. mergelskiferlag, som finnes innleiret i kalkstensbenkene, synes det å være berettiget å anta at MgCO_3 -gehalten i våre kalkstensbenker er av primær karakter. Det beste eksempel herpå avgir kalkstensbenken nordenfor Strømmen (Inderøy), hvor MgCO_3 -gehalten for den helt overveiende del kun er knyttet til de i denne kalkstensbenk innleirede (og karakteristisk utviklede) mergelskiferlag.

- [1]. Kjeruff, Th.: Merakerprofilet, Det kgl. norske Videnskabers Selskabs Skrifter, 1882.
 - [2]. Vøgt, J. H. L.: Norsk marmor, Norges geologiske Undersøgelse, nr. 22, 1897, side 24.
 - [3]. Bugge, Carl: Kalksten og marmor i Romsdals amt, Norges geologiske Undersøgelse, nr. 43, 1905, side 14.
-

Ms. mottatt 26. februar 1945.

SEDIMENTENE PÅ DET UNDERE SKYVEDEKKE I GUDBRANDSDALEN

AV

BRYNJULF DIETRICHSON

Med 11 fig. i teksten. Engl. Summary.

Den siste fremstilling av fjellbygningen i en del av den brede overskyvningssone med flate fall på sydøstsiden av den egentlige høifjellssone har vi i referatet av T. Strands foredrag (1941). Det behandler overgangsstrøkene mot Trondheimsfeltet, det såkalte »knuteområde« i Nordre Gudbrandsdalen. Strand hevder her bl. a. at »der ligge to skyvedekker av prekambriske krystalline skifrer og eruptivbergarter i tid og rom skilt ved Valdressparagmiten«.

Oversiktskartet fig. 1 skiller sig noe fra Strands tilsvarende med hensyn til begrensningen av de to dekker, men det skal jeg ikke komme nærmere inn på her. Under kartlegning på Vinstrabladet, som jeg har gitt meddelelser om i et arbeide under trykning (1945), har jeg særlig befattet mig med den erosjonsrest av det underre skyvedekke som Espedalsfjellene — midt på oversiktskartet — i henhold til Strand antas å representere. Det viste sig at der i dette område, som tidligere i sin helhet blev betegnet med »metamorfe gabbrobergarter«, kunde skilles ut et underliggende eruptivdekk med forskjellige differensiasjonsserier av Bergen—Jotunstammen, og overliggende sedimenter av forskjellig metamorf utvikling, men samme oprinnelse, nemlig kort transportert detritus fra eruptivdekkene. For en av sedimentgruppene kan dette forhold nå godtgjøres med en sikkerhet, som fullt ut bekrefter Strands antagelse av erosjonsdiskordansen under Valdressparagmiten. Ellers er det regelen i disse strøk, at grenser og strukturer på grunn av den sterke tektonisering bare yder indisier og ikke beviser.

ERUPTIVUNDERLAGET

Eruptivunderlaget i Espedalen består underst av grønne, for det meste tette normalgabbroide bergarter av Bergen—Jotunstammen. De er mest fremtredende i syd, men stikker også frem andre steder



Fig. 1. Oversiktskart.

i bunnlagene og i vinduer i sedimentdekket. De må antas å ha hengt sammen med erosjonsresten av lignende bergarter i Røsjøkollene—Fukhamrene ca. 20 km lenger syd (jfr. bl. a. Strand 1938, s. 38). Hovedmassene består imidlertid av den samme stammes anortositserie, som er komplett representert ved alle sine ledd fra labradorsten gjennom noritter til pyroxenit og nikkelmagnetkis, vel kjent fra Goldschmidts beskrivelser (1916 B). Over anortositene er der på flere steder påvist en sone med oftest sterkt utvalsedde sure jotuneruptiver

(Dietrichson 1945, fig. 5), kjennelige på de karakteristiske jotunpertiter, hvor plagioklasen forekommer som fine spindler eller dråper i kalifeltspatgrunnmassen.

En tilsvarende horisont med sure jotuneruptiver på et underlag av anortosit finnes igjen i skyvedekkeresten ved Sulseter ca. 30 km i NNE. Forholdene her er nylig beskrevet av Christoffer Oftedahl (1943). Den grovkrystallinske norit ved Sulseter, som først blev funnet av Werenskiold, er praktisk talt identisk med bergarten i Nordre Espedals—Gråhø, hvor der er jotungranit i umiddelbar nærhet. I Vagelfjellgneisen, som efter kartet forstås å ha dekket noriten ved Sulseter, antyder Oftedahl tilstedeværelsen av høimetamorfe Bergen—Jotuneruptiver. At det også her er denne stammes surere ledd, konstaterte jeg ved funn av jotunpertiter i tynnslip av porfyroklastiske øiegneiser tilhørende Vagelfjellgneisen, som Oftedahl velvillig lot mig undersøke. Mellem dette gneiskompleks og det likeledes heterogent opbyggede område NE for Espedalseruptivene (prikket på kartet) er der også andre analogier enn antydning av Oftedahl på grunnlag av Bjørlykkes beskrivelser, et forhold som jeg kommer inn på nedenfor.

Der foreligger tilstrekkelig til at vi kan interpolere en sammenhengende brem av det underre skyvedekke mellom Espedalen og Sulseter, bestående av underliggende anortositbergarter med en sone av sure jotuneruptiver øverst. Denne sone faller i Espedalen sammen med erosjonsdiskordansen under Valdressparagmiten, og blev senere, under det øvre skyvedekkes fremrykning også skyveflate under denne formasjons lagpakke i Ruten.

SEDIMENTENE

1. Valdressparagmiten i Ruten.

Bergarten betegnedes her av K. O. Bjørlykke (1894) opprinnelig som »yngre gneis«, men senere (1905) slo han den sammen med de metamorfe gabbrobergarter. Ved spredte funn av gabbrokonglomerater, riktignok mindre tettpakket og med færre lyse rullestener enn lenger syd, samt ved en rekke tynnslip, som viser opknuste, klastiske kvartsstener i gabbrodetritus-grunnmasse, kunde jeg identifisere de opptredende kvartsglimmerskifer og gneiser med Valdressparagmiten i det store område sønnenfor. Den mekaniske deformasjon av lagene er meget sterk særlig i de høieste partier som selve Ruten (1513 m);

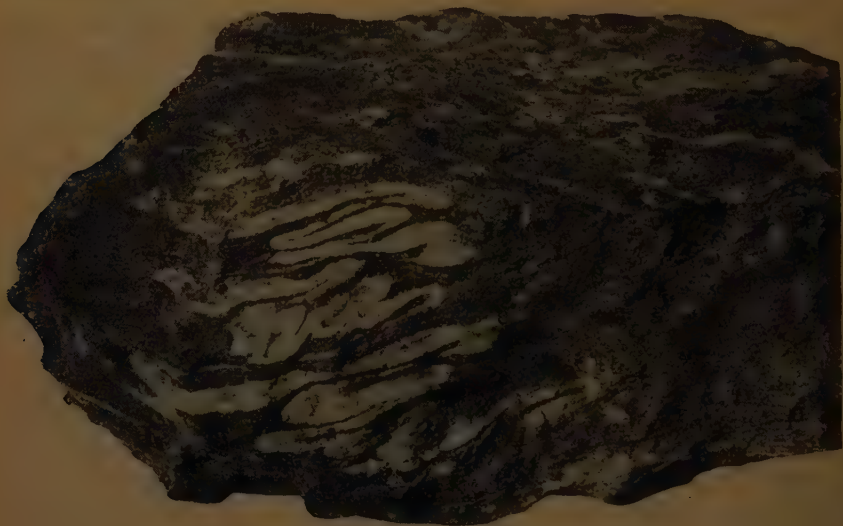


Fig. 2. Småfoldning i Valdresparagmit, syd for Ruten. Nat. størr.

utpresningen og småfoldningen kan kalles *ptygmatisk*, og illustreres ved fig. 2 og 3. Metamorfosegraden kan betegnes som *grønskiferfacies* med noe *aktinolitisk hornblende* og begynnende *biotitdannelse*, men ikke *almandin*.

Den sterkt pressede lagpakke hviler på et underlag av lyse anortositbergarter i ca. 1000 m høide, som stikker frem i NW og fortsetter i SE i Espedals—Gråhøene, som den er stuvet op imot. Der er en smal, vridd og utvalset forbindelse ved Espedalsvannets nordvestende med det store Valdresparagmitområde i syd, som langs grensen sydøstover er tektonisk overleiret av anortosit, en overleiring som også må ha foregått under de siste bevegelser av det øvre skyvedekke.

I bunnlagene like over anortositunderlaget finnes der enkelte steder albitarkoser med så godt bevart kornstruktur at de gir et autoktont inntrykk og i påfallende grad skiller sig fra den overliggende lagpakke. Jeg har tidligere (1945 — fig. 12) vist mikrobillede av disse bergarter. Et sted såes det spor av tilført, rød kalifeltspat i disse bunnarkoser, en mineraltilblanding som der ikke sees antydning til i den overliggende sterkt pressede lagpakke, men som derimot er karakteristisk for gneisen i den nordøstlige fjellrygg.

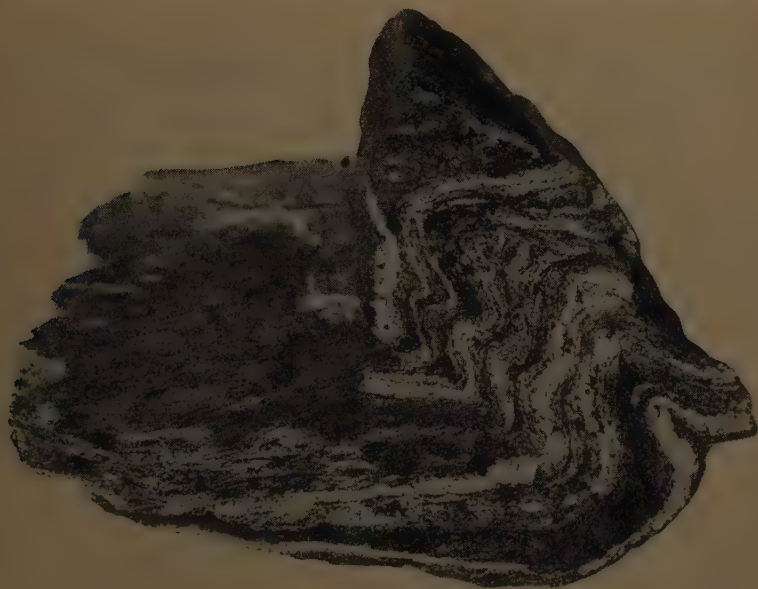


Fig. 3. Småfoldet Valdressparagmit i Ruten-top (1513 m). Nat. størr.

2. Autokton arkose på anortosit mellom Espedals-Gråhøene.

Berettigelse av ovenstående bestemte betegnelse i motsetning til tidligere mindre sikre opgaver er, at jeg i mellemtiden har funnet frem tydeligere mineralrelikter i mitt materiale, som professor Barth velvillig har sett på og bekreftet verdien av. Jeg takker også professor Barth fordi han viste mig muligheten av å få dem fotografisk gjengitt på en overbevisende måte.

Forekomstenes beliggenhet er avsatt på detaljkartet fig. 4. Langs nordøstsiden av Nordre Gråhø (1443 m) går det omtalte drag av mylonitiserte sure jotunruptiver på anortositunderlag, i hellingen mot den vide fjelldal ender det i et flak relativt intakt bevart hvit jotungranit.

I en høide øst for granitflaket står en ca. 2 m mektig sandig fyllit med strøk NW og steilt fall mot NE, og hvilende mot denne en 5—6 m tykk, hvit, båndet, finkornig, kvartsitisk bergart med rustsprekker og millimeterstore granater. I tynnslip viste den sig feltspatførende og må altså betegnes som arkose. I en knaus ca. 1 km lenger SE ved

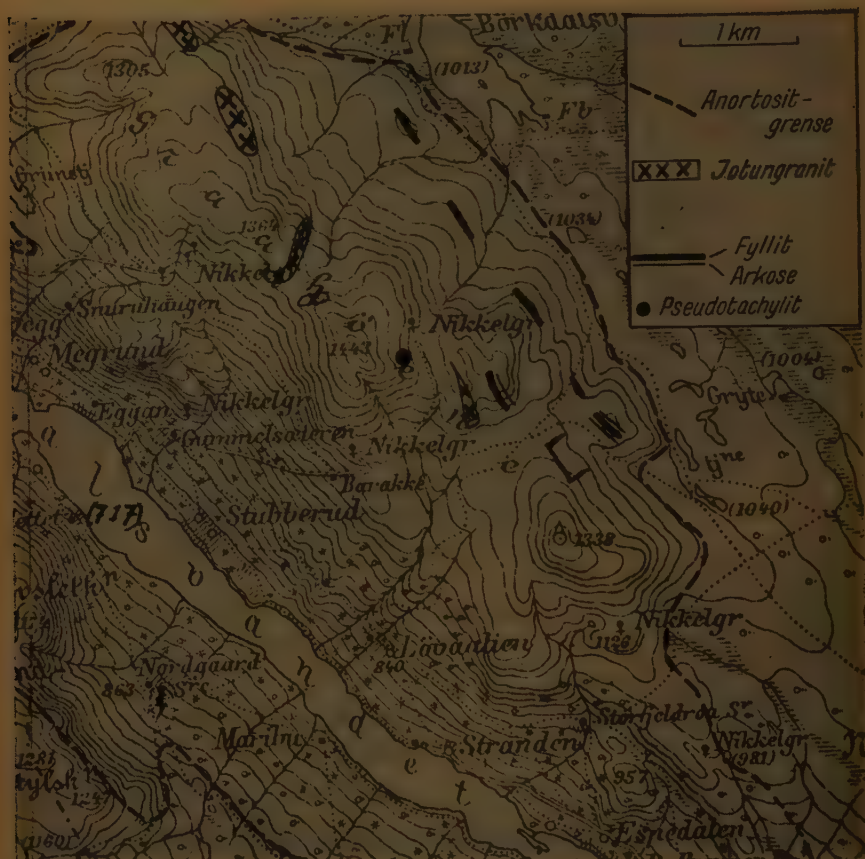


Fig. 4. Detalikart mellem Espedals—Gråhøene.

nedgangen mot den overdekkede Børkdalen, som i flere km bredde avbryter berggrunnsundersøkelsene, er der en ca. 50 m mektig sone av noe mørkere arkose, med et par meter tykt lag oppliset, sandig fyllit i midten. Det siste fulgtes — uten arkoselagene — med avbrytelser ca. 3 km videre mot NW med samme steile fall mot NE. Farven skifter på denne strekning fra mørk gråblå til grønnaktig.

Sedimentene er på alle kanter omgitt av underlagets anortositbergarter, som i vest er grovkrystallinske noritter med lyse forvitningsfarver, i øst mere finkornige typer av lignende sammensetning, men mere melanokrat utseende. I grensesonen mellem dem går der et avbrutt lag av pyroxenitlinser, til dette er »Nikkelgruben«, som står

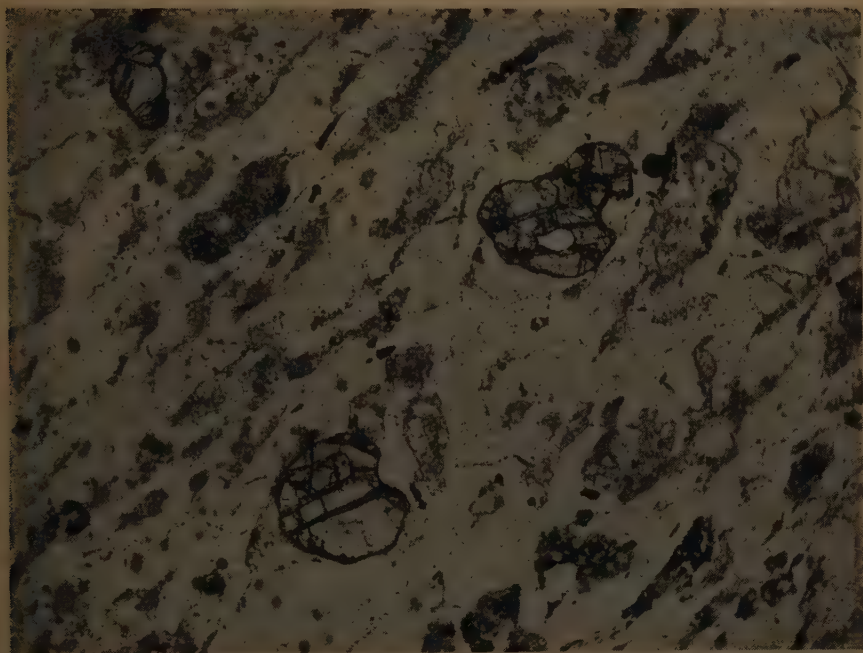


Fig. 5. Arkose med nydannede granater, sericitisert kalifeltspat, albitisert labrador, kvarts, ortit, sikon etc. Uten analysator, 35 g. Sydskråning N.Gråhø, Espedal.

avmerket på kartet, knyttet. Det er i virkeligheten et ubetydelig skjerp på impregnasjoner. I grensesonen sees også hvad der blev opfattet som en tektonisk breksje, nemlig optil stabbestenstore pyroxenit-bruddstykker i lys noritgrunnmasse. I denne fantes noen millimeterbrede årer av »friksjonsglass« eller pseudotachylit, som skulde vise sterk lokal temperaturøkning.

Den sandige fyllit er bare granatførende i og ved knausen østligst i feltet, andre steder er metamorfosegraden lavere, men arkosene fører begge steder mere og mindre granater, som er forholdsvis lite opknust. Fig. 5 viser det almindelige billede ved liten forstørrelse, med granater, kvarts, som oftest sericitisert kalifeltspat og albitisert plagioklas, meget klastisk ortit og sikon. Mere grovkornige prøver av denne sammensetning med opknuste plagioklaser av samme slag som labrador i underlagets anortosit blev først tatt for mylonitiserte deler av dette. I andre prøver fremgikk imidlertid den klastiske opprinnelse



Fig. 6. Klastisk Jotunpertit i arkose fra samme tynnslip som fig. 5.
Sydskråning N. Gråhø, Espedal. Uten analysator, ca. 200 g.

tydelig både megaskopisk og mikroskopisk. I et tynnslip, fig. 6, fantes korn av jotunpertit, og i et annet, fig 7, bestemtes plagioklasen i MP-snitt i forskjellige korn til An 53, altså en noe albitisert labrador.

Som kjent er klastiske kalkrike plagioklaser meget sjeldne, det ser ut til at de regelmessig destrueres under forvitringen og fullstendig albitiseres under metamorfosen. Således er de ikke påvist i Valdres-sparagmitens gabbrodetritusførende lag, hvor de såkalte albitarkoser ofte med lite klastisk kvarts, er antatt å representere forvittringsprodukter også av labradorstener. Her holder arkosene meget kvarts sammen med den kalkrike plagioklas, og veksler med lag hvor kalifeltspatmateriale med Jotunpertit er fremherskende. Ved siden av det jevne innhold av ortit og sirkon, som finnes rikeligere i de granitiske bergarter, viser det med all ønskelig tydelighet at vi har med kort transportert detritus fra en overflate i anortositunderlaget, hvor også Jotungraniter er utbredt. En kunde sette den forholdsvis intakte opbevaring av feltspatene i forbindelse med en tildekning av arkosene

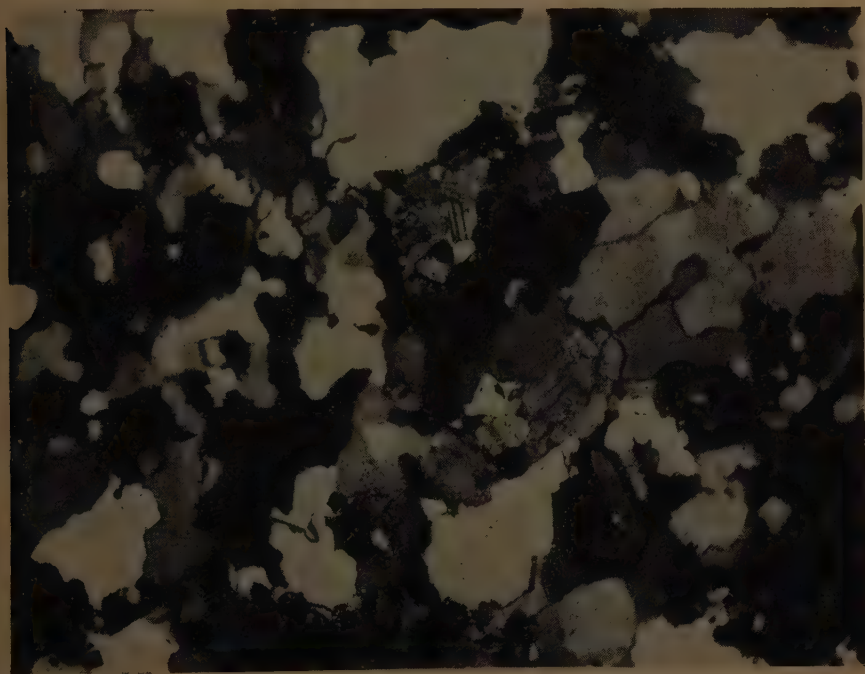


Fig. 7. Klastisk albitisert labrador med 53 an. in kvartsrik arkose.
Sydskråning N. Gråhø, Espedal. +N, ca. 50 g.

med den sandige fyllits mere finkornige lag umiddelbart etter sedimentasjonen; under skyvningen kan forekomstene i Gråhøs sydøsthelling ha ligget på le-siden for den »tektoniske strøm« fra NW.

Vi har altså for oss en erosjonsoverflate i det underre skyvedekke med påhvilende autoktone sedimenter, som er reist til steil lagstilling ved sidetrykk. Overveiende sannsynlig er alderen kaledonisk og arkosene kan opfattes som en facies av Valdressparagmiten, som de imidlertid skiller sig fra både hvad primære trekk og hvad metamorfosen angår, og det i påfallende grad for så liten avstand.

Av viktighet er at eruptivunderlagets mektighet fra erosjons-overflaten til de kambro-ordovisiske basissedimenter her kan settes til så lite som ca. 500 m og at de påhvilende sedimenter in situ har gjennomgått en så høigradig metamorfose som granatene viser. Beskrivelsen av eruptivunderlaget angir også liten mektighet i forhold til den laterale utbredelse og at den er redusert til denne ved erosjon i den nåværende eller kort bakenforliggende posisjon av dekkene.

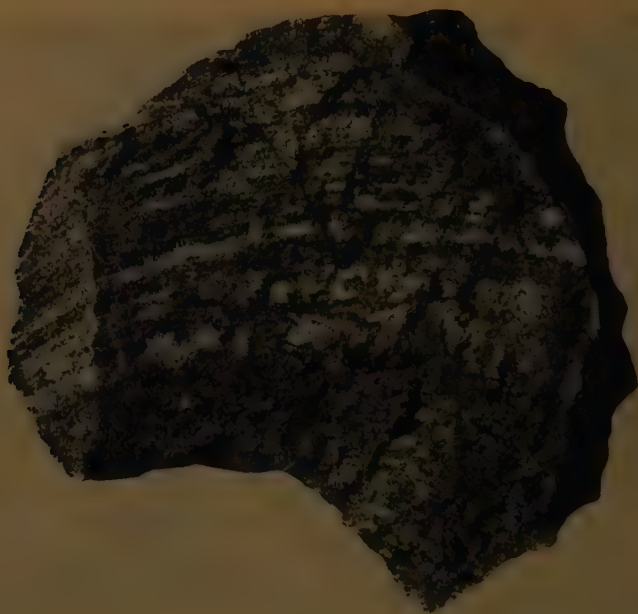


Fig. 8. Forgneiset Jotungranit, Skarveranden N for Ruten. Nat. størr.

Muligheten av at vi skulde ha for oss en prekambrisk erosjonsoverflate med påhvilende sedimenter, regionalmetamorfosert ved geotermisk ophetning ved nedsenkning av det hele kompleks under en lengere transport, skulde således kunne avvises.

3. Sedimentene i den nordøstlige fjellrygg over Fagerlifjell til Svatsum.

Det heterogene gneiskompleks i den ca. 25 km lange fjellrygg blev tidligere slått sammen med Rutenfeltet under samme betegnelser, men inneholder ingen steder konglomerater. I ca. 15 km lengde består underlaget på NE-siden av et tynnere dekke utvalsede, lyse anortositbergarter, blandet med grønne gabbrobergarter, som også andre steder stikker frem i »vinduer«. I de nordlige deler (Skarveranden N for Ruten) er der også rødbåndede, grunnfjellslignende gneiser (fig. 8), som imidlertid viste sig å føre relikte jotunpertiter (fig. 9) og derfor lar sig identifisere med jotungranitene i erosjonssonen. De optattes som overfoldede deler av underlaget, hvilket er så meget mere sannsynlig som der i Rutens nordvestskråning like ved er funnet over-

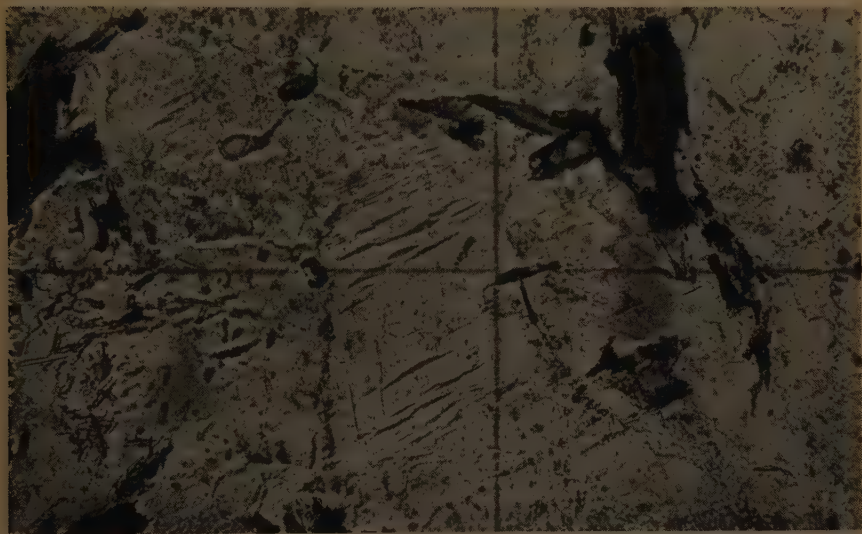


Fig. 9. Relikte Jotunpertitter fra forgneiset Jotungranit, Skarveranden N for Ruten (fra prøven fig. 8). Nordligst i nord-østre fjellrygg i Espedalsfeltet. Uten analysator, ca. 200 g.

foldede, sterkt kataklastiske flak av underlagets lyse anortosit op i den forgneisede Valdressparagmit (smlg. fig. 2 og 3). Vi har altså den samme opbygning av eruptivunderlaget som lenger SW, men det er betydelig tynnere og mere mekanisk deformert.

På det relativt tynne eruptivdekke ligger der store masser av for det meste sterkt omkrystalliserte grønne bergarter. Særlig i den sydøstlige halvpart av fjellryggen fra Storslåen til Svatsum konstateres der i en rekke tynnslip klastiske strukturer og et mineralselskap som viser stor likhet med Valdressparagmitens albitarkoser, slik som fig. 10 gir et eksempel på. Plagioklasens kalkinnhold er sterkt redusert, og kvartsinnholdet ofte lavt. Karakteristisk er epidot med ortitkjerne, og et jevnt innhold av små, klastiske sirkoner. Av og til er der bruddstykker av granat. Et enkelt sted såes dobbeltbrytende granat med feltinndeling, som må antas dannet in situ. På den nevnte sydøstlige strekning av fjellryggen går der et ofte avbrutt drag av noen meter mektige, sterkt kataklastiske kvartsiter.

Sedimentene kan også her opfattes som dannet av detritus fra eruptivunderlaget, hvor erosjonen har nådd dypere ned enn til sonen med Jotungranit slik som noen km lenger SW. Den sterkere myloniti-



Fig. 10. Albitarkose, Elgsletkampen, Svatsum (sydlige del av den nord-østre fjellrygg i Espedalsfeltet). + N, ca. 50 g.

sering av grensesonen har tilsløret forholdet. Dertil kommer at der i dette kompleks, i motsetning til hvad der er tilfelle i det store sydlige Valdressparagmitområde og Rutenfeltet (undtatt antydninger i dettes underste lag) er tilført større mengder alkalifeltspat og kvarts.

I de mylonitskifrige lag like over eruptivunderlaget optrer mikroskopiske porfyroblaster av albit og kalifeltspat, som høiere opover i lagene blir synlige som røde punkter og årer i den grønne, skifrige grunnmasse. Høiest oppe går de over i optil 1 m mektige lagerganger av kataklastisk granit (fig. 11). Enkelte steder svulmer disse op til mere grovkrystallinske masser av pegmatittlignende utseende, og fører der jernglans, et sted også svovlkis. I feltets periferer deler er også funnet grov ølgneis. Feltspaten er for det meste gittermikroklin og sur oligoklas, og minner ikke om noen av de kjente feltspattyper fra høifjellseruptivene. Utkrystalliseringene må opfattes som foregått fra gjennemtregende oppløsninger under metasomatiske omsetninger med materiale fra sidestenen. Oppløsningenes opprinnelse må søkes i hydrotermalvirksomhet i forbindelse med Trondhjemitintrusjonene langs

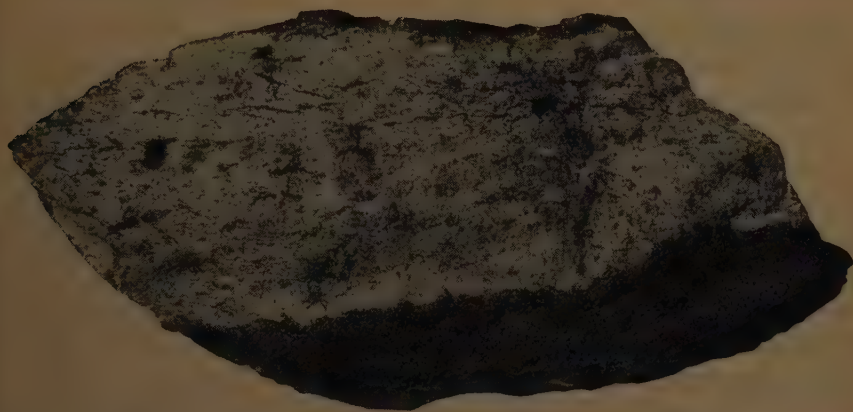


Fig. 11. Hydrotermalt dannet granit-lagergang i metamorft sediment. Storslåskaret (1280 m). Nat. størr. (Midt på den nord-østre fjellrygg i Espedalsfeltet.)

skyveplanet SW for Heidalsmuen. Apofyser fra disse (T på oversiktskartet) og også blandet, rødlig feltspatmateriale med de kjente, isometriske, sonarbyggede Trondhjemitplagioklaser, er funnet på skyveplanene lenger SW og synes å formidle overgangen.

Så vel i dette forhold med porfyroblastese og alminnelig omkrystallisasjon som i de primære byggeledd, hvor der tydelig også inngår sedimenter, minner vårt gneiskompleks om Oftedahls beskrivelse av Vagelfjellgneisen (l. c. s. 198). Av stor interesse er det at der i Vagelfjells fortsettelse mot SE i Skarven er funnet Trondhjemit.

Ennu en parallell kan trekkes med de uregelmessige pegmatitiske linser og granitganger, som Per Holmsen beskriver fra Tynsetbladet (N. G. U. nr. 158, 1943, s. 35), idet det utkrystalliserte materiale ser ut til å være av nøiaktig samme karakter som i Espedalsfeltet. Også der finnes lagerganger av relativt upresset Trondhjemit i lignende avstand og posisjon i forhold til »granit«-gangene m. m. som i Espedalen, nemlig ca. 25 km i NW.

En må kunne tenke sig en hydraulisk frempresning av oppløsningene langs skyveplanene i skyveretningen i disse strøk, som i så stor bredde er preget av et ensrettet trykk fra NW mot SE, og at disse oppløsninger både kan ha formidlet trykkoverføring og tjent som »smørehorisont«, der hvor den vanlige smørehorisont i form av milde, skifrige lag som er så viktige for det underste skyveplan ikke var til stede. Til forklaring av den nuværende ujevne fordeling av det utkrystalliserte materiale i skyvedekken kunde anføres at oppløsningene

selvsagt fulgte de letteste fremkomstveier, for sluttelig å krystallisere ut under opfangelsen i permeable lag eller i perifere deler etter gradvis avkjøling og trykkminskning nærmere dagoverflaten som nå er bort-erodert. Det vilde videre i de her omhandlede strøk være bekvemt å kunne anse de langs skyveplanene strømmende oppløsninger som kilde for metamorfosens nødvendige varmemengder, idet geotermisk ophetning som ovenfor omtalt må ansees utelukket og en mere direkte sammenheng med erupsjoner ikke kan påvises. Hvorvidt den her skisserte årsakssammenheng kan gis en mere alminnelig gyldighet tør jeg ikke uttale mig om før et større materiale er undersøkt med mere eksakte metoder.

SAMMENLIGNING AV SEDIMENTENE

Rutenfeltets konglomeratførende Valdressparagmit er overveiende mekanisk deformert uten stofftilførsel, når undtas spor av rødlig feltspat i bunnlagenes formodede autoktone albitarkoser. Hovedmassene er skjøvet frem og utpresset under det øvre skyvedekkes fremrykning.

De sikkert autoktone arkoser m. m. mellom Gråhøene noen kilometer lenger SE har på det ca. 500 m tykke anortositunderlag gjennomgått en metamorfose karakterisert ved innholdet av relativt lite opknuste granater og bedre bevarte relikte feltspater. Den høiere metamorfosegrad må fortrinsvis skyldes høiere temperatur som i noen grad kan settes i forbindelse med lokal friksjonsophetning, hvad de i nærheten opptredende pseudotachyliter er tatt som vidnesbyrd om. En kommer imidlertid ikke forbi å anta en alminnelig forhåndsopvarming av mere regional natur.

Sedimentene i det sterkt forskifrede og omkrystalliserte gneiskompleks i den delvis tilstøtende fjellrygg i NE er karakterisert ved den beskrevne porfyroblastese m. v., som sammen med en sammenstuvning av lagene gir et ganske annet helhetsinntrykk enn foregående gruppe.

Det identiske eruptivunderlag samt sedimentenes struktur og mineralsammensetning som naturlig kan forklare dem som detritus fra dette, gjør det imidlertid overveiende sannsynlig at vi i begge tilfelle har med ikke konglomeratførende facies av den kaledonske flysj, Valdressparagmiten, å gjøre. Siden analoge dannelser synes å opptre i restene av det undre skyvedekke i NNE ved Sulseter, Vagelfjell og

videre mot NW, og jeg mener at metamorfe sandstener og glimmer-skifre ved og NW for Heidalsmuen kan henregnes til samme gruppe, er det grunn til å anta at denne har og har hatt adskillig utbredelse i »knuteområdet« i Nordre Gudbrandsdalen.

I motsetning til den typiske Valdresparagmit med ofte lite metamorf »tricolorsparagmit« og konglomerater, er denne nordøstlige facies mere finkornig og metamorfosert på en måte som jeg har forsøkt å sette i forbindelse med Trondhjemitintrusjonene. På kartskissen har jeg foreløbig skilt den ut som »eldre flysj«, idet vi jo absolutt sett ikke har midler til datering, og denne facies efter all sannsynlighet kan korreleres med Bjørlykkes »grønne skifre« i Heidal og lenger nord, hvor de av Strand ansees for et prekambrisk kompleks. Efter at man er kommet til enighet på dette punkt, kunde der tas standpunkt til navnespørsmålet og til den videre korrelasjon med lignende komplekser i fjellkjeden.

SUMMARY

The mapping on the SE-side of the Caledonian range in Southern Norway has led to the adoption of an upper and a lower thrust-nappe of the thrust masses. In Northern Gudbrandsdalen the two nappes, both mainly consisting of eruptives of the Bergen-Jotun-tribe, may be regarded as separated in space and time by the Caledonian flysch, the Valdres sparagmite. (T. Strand 1941.)

Investigations by the author (1945, in print) in Espedalen, on the erosion-rest of the lower thrust-nappe (here resting on and on three sides surrounded by cambro-ordovician basal sediments) proved the existence of highly metamorphic masses of sedimentary origin and varying metamorphic development, but all belonging to a certain zone on the back of the underlying eruptives. This zone is characterized by a scanty but distinct occurrence of acid Jotun-eruptives. The main part of the eruptive-nappe consists of the basic anorthositic series of the Bergen—Jotun-tribe, with green, normal-gabbroid rocks at the bottom. The connection of one remaining part of the lower thrust-nappe with the latter 20 km to the South, and of another 30 km to the NNE with the former is shown.

The first of the sedimentary groups described, containing gabbro-conglomerates, is identified with the typical Valdres sparagmite, strongly gneissified by thrusting over the eruptives. At the bottom,

however, albite-arkose with a more undisturbed, autochthonous character occurs.

The second group is evidently autochthonous, as arkoses show slightly transported mineral relics on and from the upper eruptive-zone mentioned, containing acid Jotun-eruptives. Hereby the erosion-discordance in the lower thrust-nappe is definitely stated, further it is obvious that a great reduction in the thickness of this nappe is due to erosion in Caledonian time.

The third group of sediments occur as main parts of the heterogeneous gneissic complex in the parallel NW—SE-striking mountain range, some kms NE of the sediment-occurrences described. Resting on a much thinner, highly outpressed eruptive-nappe, which contains the same members as described above, the green re-crystallized rocks in thin sections show the character of detritus, derived from the eruptives. The beds also contain quartzites. An additional striking feature is porphyroblasts of alkaline feldspars and quartz, augengneisses, »granite« sills, and smaller pegmatite-like bodies containing the same material. They are interpreted as hydrothermal-metasomatic formations, connected with Trondhjemite-intrusions farther to the NW.

Recent descriptions of similar occurrences of material of supposed hydrothermal origin in analogous position to the Caledonian range and to Trondhjemite-intrusions make it likely that the intrusions also here caused their formations.

The high-grade metamorphism (with garnets) of the autochthonous arkoses also calls for a regional heating of the rocks, locally arising by additional frictional heating. The regional heating of the remaining thin nappes may not easily be explained otherwise than by heated solutions pressed through along the thrusting-planes.

The not conglomerate-bearing arkoses may thus be regarded as a somewhat older facies of the Caledonian flysch, thermo-metamorphically and hydato-metasomatically influenced by the Trondhjemite-eruptions, and may be followed further in the mountain range.

NYTTET LITTERATUR

- Bjørlykke, K. O.: Høifjeldskvartsens nordøstligste utbredelse. N. G. U. nr. 14, 1894.
- Det centrale Norges fjeldbygning. N. G. U. nr. 39, 1905.
- Bugge, C.: Hemsedal og Gol. N. G. U. nr. 153, 1939.
- Dietrichson, Brynjulf: Geol. unders. i Espedalen. N. G. U. nr. 163. (Under trykning.)
- Goldschmidt, V. M.: Konglomeratene inden Høifjeldskvartsen. N. G. U. nr. 77, 1916 (A).
- Übersicht der Eruptivgesteine im Kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem (IV). Vidensk.-Selsk. Skr. 1916 (B).
- Holmsen, Per: Geologiske og petrografiske undersøkelser i området Tynset—Femunden. N. G. U. nr. 158, 1943.
- Oftedahl, Christoffer: En presset norit ved Sulseter, N. Fron. Norsk geol. Tidsskr. Bd. 23, 1943.
- Reusch, H.: Tekst med geol. kart Jostedalsbræen—Ringerike. N. G. U. nr. 47, 1908.
- Rosenqvist, Ivan Th.: Om øiegneisdannelser i fjellkjeder. Norsk geol. Tidsskr. Bd. 21, 1942.
- Strand, Trygve: Nordre Etnedal. N. G. U. nr. 152, 1938.
- Oversikt over fjellbygningen i nordre Gudbrandsdalen. Norsk geol. Tidsskr. Bd. 20, 1941.

Ms. mottatt 1. desember 1944.

ET VEGPROFIL VED VESTRE AKERS KIRKE

AV

J. A. DONS

Med 3 fig. i teksten. English Summary.

Det er for en stor del vegskjæringene som gjør det mulig å studere de geologiske forhold i Oslo's nærmeste omegn. Flere ganger har det imidlertid hendt meg under arbeidet i disse trakter at nydelige profiler var dekket til med en stor granitmur eller betongvegg, da jeg kom for å studere forholdene nærmere. På den måten er mange viktige opplysninger gått tapt gjennom årenes løp.

Mellom Vestre Akers kirke og Universitetet på Blindern er det, ved Blindernvegens utvidelse, blitt synlig et interessant profil på NO-siden av vegen i en lengde av ca. 50 m. Da profilet kan ha betydning for senere geologisk kartlegging, har jeg tatt opp nedenforstående profil (fig. 1) mens det ennå var tilgjengelig.

Vegen her har NV—SO-retning og går således omtrent loddrett på sedimentenes strøkretning. Ved funn av *Ogygiocaris dilatata* og noen graptoliter kan skiferen bestemmes som undre og midtre del av 4 a α . Dette passer bra med K. O. Bjørlykkes Kart over Kristiania by (N. G. U., nr. 25, 1898) som viser 4 b ca. 60 m østenfor ved bygrensen. Skiferens fall er varierende; for det meste temmelig steilt.

En mænaitgang omtrent i strøkretningen inntar den venstre del av fjellveggen. Mæniten er lys grå-gul av farge, med masser av ør-små svovelkiskrystaller. Bergarten er forholdsvis frisk.

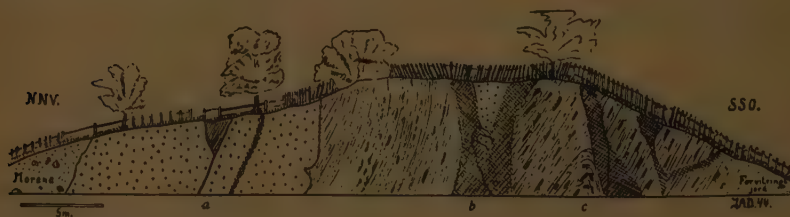


Fig. 1. Profil i Blindernveien. Kryssmerket er mænait. Streket er skifer. Skravert er brecciering.

Mænaitgangen, som hele profilet for øvrig, bærer preg av tidligere intens bevegelse. I sitt nåværende snitt har gangen en liten skifertrekant midt i (fig. 1 a, 2). Langs trekantens høyre side går en tydelig, nå åpen, sprekk på skrå ned mot venstre. Sprekken går rettlinjet inn i mænaiten. Langs trekantens venstre side finnes ingen liknende sprekkdannelse.

Det har her sannsynligvis foregått en forkastning langs den nevnte sprekk, hvorved den venstre side er senket relativt i forhold til den høyre.

En annen forklaring kunne være at gangen har delt seg, noe som jeg ofte har iaktatt nettopp hos mænaitganger. I et



Fig. 2.

vegprofil syd for Søsterkirkene på Gran fant jeg således en mænaitgang som grenet seg ut i bløt cyclocrinus-skifer. De enkelte grenene snørte seg sammen og videt seg ut flere ganger, hvorefter de alle møttes igjen og fortsatte som én gang videre oppover.

Men på grunn av den tydelige sprekk og de kraftige spor av dislokasjoner i resten av profilet anser jeg forkastningen som sikker. Forkastningsplanet's strøk er sannsynligvis NNO—SSV. Hvis en bare betrakter en bevegelse i et plan loddrett på profilveggen vil den vertikale spranghøyde bli på 7—10 m. I gangens høyre blokk finnes en knusingssone på ca. $\frac{1}{2}$ m's bredde parallell forkastningen. Langs dette plan kan det også ha foregått bevegelser som kan forandre ovenfornevnte overslag.

I profilets midtre del finnes også høyt oppe en klomp av mænait (fig. 1 b). Om denne er forflyttet fra gangen til venstre eller den er en slags forgrening lar seg neppe påvise. Omkring denne klomp og under den er skiferen knust, til dels mylonitisert og gjennomvevd av kalkspatårer. Glidespeil er meget alminnelige her. Glideflatene har

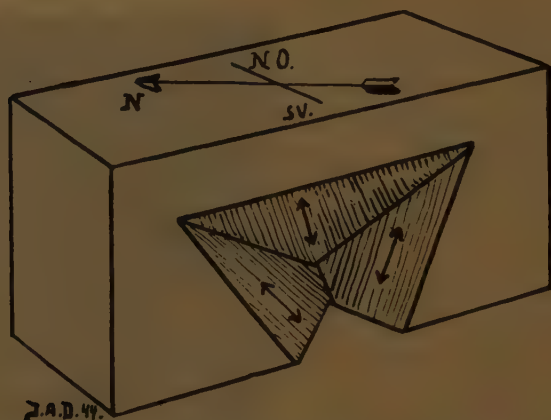


Fig. 3. Blokk-diagram som viser glideflatenes behiggenhet. Pilene betegner glidestripenes retning.

3 retninger og hvor disse flater møtes danner de tilnærmet et rett hjørne (fig. 3).

Knusingssoner finnes flere steder i skiferen lenger til høyre. Kalkspat er her ikke så utbredt. Skiferen er brutt i fliser og raser lett ned. En skarp sadel (fig. 1 c) er avskåret av brecciering på venstre side. Morène- og forvittringsjord danner profilets yttergrenser.

I den indre del av Oslofjord foregikk det i den permiske urotid en oppdeling av fjellgrunnen i et system av blokker. Særlig de nord—sydgående bruddlinjer i Sandviksdalen og gjennom Ullernåsen er lett påvislige.

I det omtalte vegprofil som antas å skjære gjennom en tilsvarende (kanskje noe mindre) bruddsone, ser en hvor komplisert selve bevegelsen har vært på sine steder.

SUMMARY

The present note describes Permian (?) disturbances demonstrated in a NV—NE road-section near the University of Blindern, Oslo. In the section (fig. 1) a mænaite dike to the left (a) is cut by a fault evidently causing a relative uplift of the block to the right (fig. 2). A smaler mænaite body to the right (b) at the top of the section probably belongs to the same dike. The shale forming the major part of the section, contains various graptolites and the trilobite *Ogygiocaris dilatata* distinguishing the zone 4 a α of the Ordovician. The folded shale has several zones of strong brecciation (shear zones), one of them showing three well defined slickenside planes meeting at right angles and provided with distinct striæ (fig. 3). Through the classical papers of Kjerulf and Brøgger it has become evident that the Oslo Region was divided by numerous S—N faults into a pronounced block system. The present section with its fault and slickensides indicates the complexity of movement within one of these zones of dislocation.

Ms. rec. Feb. 20, 1945.

HASTINGSITES, AND AMPHIBOLES FROM THE EPIDOTE-AMPHIBOLITE FACIES

BY

STEINAR FOSLIE

With 2 figs.

A series of rock analyses from my field work in the Tystfjord district of Northern Norway offered the opportunity for exact calculation of a number of hornblende minerals, occurring more or less abundantly in some of the rocks. Optical determinations were carried out on the analyzed material. Afterwards a ferro-hastingsite was also analyzed chemically.

The object of the work has been:

1. To give a contribution to the study of relations between the chemical composition and the optical properties within some parts of the complicated group of common amphiboles, considering the newest concepts concerning the constitution of this group.
2. To study the composition of the amphiboles, formed in certain metamorphic facies of higher temperature, which have a very wide distribution in the Caledonides of Norway.
3. To give a clue for the determination of the amphiboles, formed under these given conditions, by optical measurements alone.

Value of calculated mineral analyses.

In mineral chemistry only chemical analyses of isolated material are taken into account. The result has been that among the analyses of rock-forming minerals registered, the predominant part comes from especially coarse-grained rocks, whose minerals may be picked out by hand or are easily separable by mechanical means. The minerals of important groups, especially of fine-grained or metamorphic rocks, are only scantily represented. Not too rarely we come across analyses, which are unreliable because the separation has been incomplete and the product not sufficiently controlled.

If a quite complete separation can not be attained, the presence and the character of the impurities may be controlled in the microscope, indeed, but their quantity is very difficult to estimate in a fine-grained powder. In such cases the result of a calculation from the rock analysis, after volumetric measurement under the microscope, may be as reliable or in certain respects even superior to a chemical mineral analysis.

It must be kept in mind that for ordinary petrographical investigations rock analyses will generally be made, but only in special cases an analytical determination of the individual minerals follows.

In petrological literature therefore an increasing number of calculated mineral analyses occur, not all, however, made with the same conscientiousness. Presuppositions for really reliable results are:

1. The rock analysis must be superior. The present analyses have been made by Olaf Rør (no. 2, 4, 15), by E. Klüver (no. 16, 18), and by M. Klüver (no. 17, 22, 28, 3f), all experienced silicate chemists.

2. The thin sections for the planimetric measurements must be taken from the material used for the rock analysis. The structure of the rock must be tolerably homogeneous and the area measured be in an appropriate proportion to the grain size, in order to get a good average. The measured indicatrix is here on the average 150 μ m. Porphyroblasts must be measured on a greater surface. For instance in the rock no. 4 — a garnet-hornblende schist — only 2—3 garnets occurred in an ordinary thin section. It proved very effective to measure their quantity on the smooth surface of a diamond drill core and their inclusions microscopically.

When the diameter of certain grains get smaller than the thickness of the thin section (ca. 0.03 mm), the planimetric results will be unreliable for them. Especially the opaque minerals like iron ores will in such cases be considerably over-estimated.

The results of the planimetric measurements serve as a guidance and are subject to smaller modifications during the calculation.

3. By the calculation it must be kept in mind that few silicates have a fixed composition in most respects. In many of them enter components, not expressed in the standard formula.

In literature it is often seen that by deducting the accompanying minerals, these standard formulas are used, in spite of the fact that e. g. biotite always contains more or less soda, soda feldspars contain potassium and potassium feldspars soda and so on, varying with the

rock composition and other conditions. These subordinate components generally can not be determined by the optical measurements, indeed, and therefore not be exactly established. By using the rich experience of mineral chemistry of to-day, one may in each case chose the most probable figure for them, and the result for the mineral to be calculated is better, than if they were wholly neglected.

Small faults in the composition chosen for the accompanying minerals do not influence the result perceptibly, when they are not predominant in proportion to that one searched. In the complete calculation of a rock analysis so many factors have to correspond that the tolerance of composition will generally prove to be very limited.

Practically it proves most difficult to find the correct silica content of the mineral in rocks carrying free quartz and the correct iron content in rocks carrying free iron ores.

Metamorphic rocks, recrystallized by higher temperatures, are on the whole very favourable for these calculations, because the new-formed minerals are clean, with well defined borders and the iron oxides almost wholly enter the silicates. By low-temperature metamorphism on the contrary, none of these advantages occur.

In the present case the calculated analyses of the amphiboles seem to be quite reliable, as appears from what follows.

Methods of optical measurements.

The indices of refraction were determined in sodium light with immersion fluids, whose refraction had been recently controlled by the prism method. The determinations should therefore be correct within ± 0.002 .

As is well known, the difficulty in measuring amphibole powder is that nearly all grains on account of the excellent prismatic cleavage remain lying on the prism faces, which are not normal to any of the main optical directions.

However, most amphiboles have a more or less distinct 010 parting. By moving the cover glass and with some patience one will succeed in turning some grains on this side. With some amphiboles it is comparatively easy, with others difficult, but the method has never completely failed. The central position of the optical normal was always controlled conoscopically.

Thus α , γ , and the extinction angle could be measured. By using high magnification the result should be more accurate in this way than obtainable on the turning stage. The extinction angle was also measured in thin section, but where the interference colour happened to be nearly complementary to sodium light, it had to be done in daylight.

The birefringences were measured in thin sections of the rocks with Berek's compensator, partly for a control, partly for the indirect determination of β and the axial angle. The thickness of the section was determined by the aid of known minerals, preferably quartz, and always in the neighbourhood of the object, on account of the varying thickness of most thin sections.

The pleochroism was observed in sections of 0.03 mm thickness on the average.

Correlation of chemical and optical data.

On account of the many varying components such correlations among the amphiboles have proved very difficult. In reality it is only within the series of Ca-free amphiboles (antophyllites, cummingtonites) and Al-free amphiboles (actinolites) that it is tolerably accomplished. It has further become apparent that among the optical data it is mainly the indices of refraction which vary so regularly and so considerably, that they are fit for general use in these correlations.

Already in 1914 W. E. Ford (5) has shown the general lines of variation, proving that the refraction increases with increasing FeO, Fe_2O_3 , Al_2O_3 and with decreasing SiO_2 and MgO. Further it is proved that TiO_2 rises and fluor lowers the refraction very considerably. To a lesser degree it is also lowered by MnO and alkalis.

Later W. Kunitz (8) in his elaborate work of 1930 has systematized the whole amphibole group, founded on a series of new, exact chemical and optical determinations. Very important is that the iron-rich members of the actinolite series, which so far had been unknown, were here treated for the first time. He also subdivided the amphiboles according to their varying content of Al_2O_3 (the old syntagmatite molecule) and proved that the amphiboles in crystalline schists were low in Al, in contrast to those of the eruptive rocks. It is curious to note, that his "crystalline schists" therefore obviously included only the greenstone facies (Th. Vogt, 17), while those recrystallized under higher temperatures were not mentioned at all.

Both these works were written before the definite establishment of the crystal structure of the amphiboles by Warren 1930 (18).

It is evident that when all these components are present in variable amounts as often in the common hornblendes, it will be quite impossible to get usable correlations. Therefore it is important that the disturbing accessories are either absent or at least present in nearly constant amount. Consequently it often gives a clearer picture to treat series of amphiboles, which are interrelated and formed under uniform conditions, as tried in the present case.

When, like here, the influence of Ti, F, and Mn are excluded, there remains two groups of variables: $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ and $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-alkalies}$, the first group varying mainly with the chemistry of the rock, the second group mainly with the conditions of formation (facies).

After it has been proved that 2-valent and 3-valent iron occupy similar positions in the lattice and that oxidations and reductions may be performed without disturbing the constitution, there is no reason any more to plot in the diagrams Fe_2O_3 in a special sesquioxide group.

The simplest form to treat the first group of variables is therefore to plot them according to their *mg*-number (after Niggli), defined as:

$$mg = \text{mol.} \frac{\text{MgO}}{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}}. \text{ As the influence of Fe}''' \text{ is somewhat stronger than of Fe}'' \text{, we also state the oxidation degree of the iron: } ox = \text{mol.} \frac{2 \text{Fe}_2\text{O}_3}{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}.$$

In the second group of variables there is, as Warren has proved, a mutual state of dependence between SiO_2 , part of Al_2O_3 , and part of the alkalies. Instead of plotting, like Winchell (19), the Al-bearing molecules (total Al) in the ordinate, we will here try to make separate curves for the amphiboles formed under similar conditions, in order to find the influence of the facies on this group of variables.

For sake of simplicity the refraction is presented by only one curve, the mean index $n = \frac{\alpha + \beta + \gamma}{3}$. For most of the amphiboles, this curve lies closely below the β values, in the hastingsite group, however, considerably below.

As a base for comparison is given the curve for the tremolite-actinolite series, mainly after Kunitz. See fig. 1.

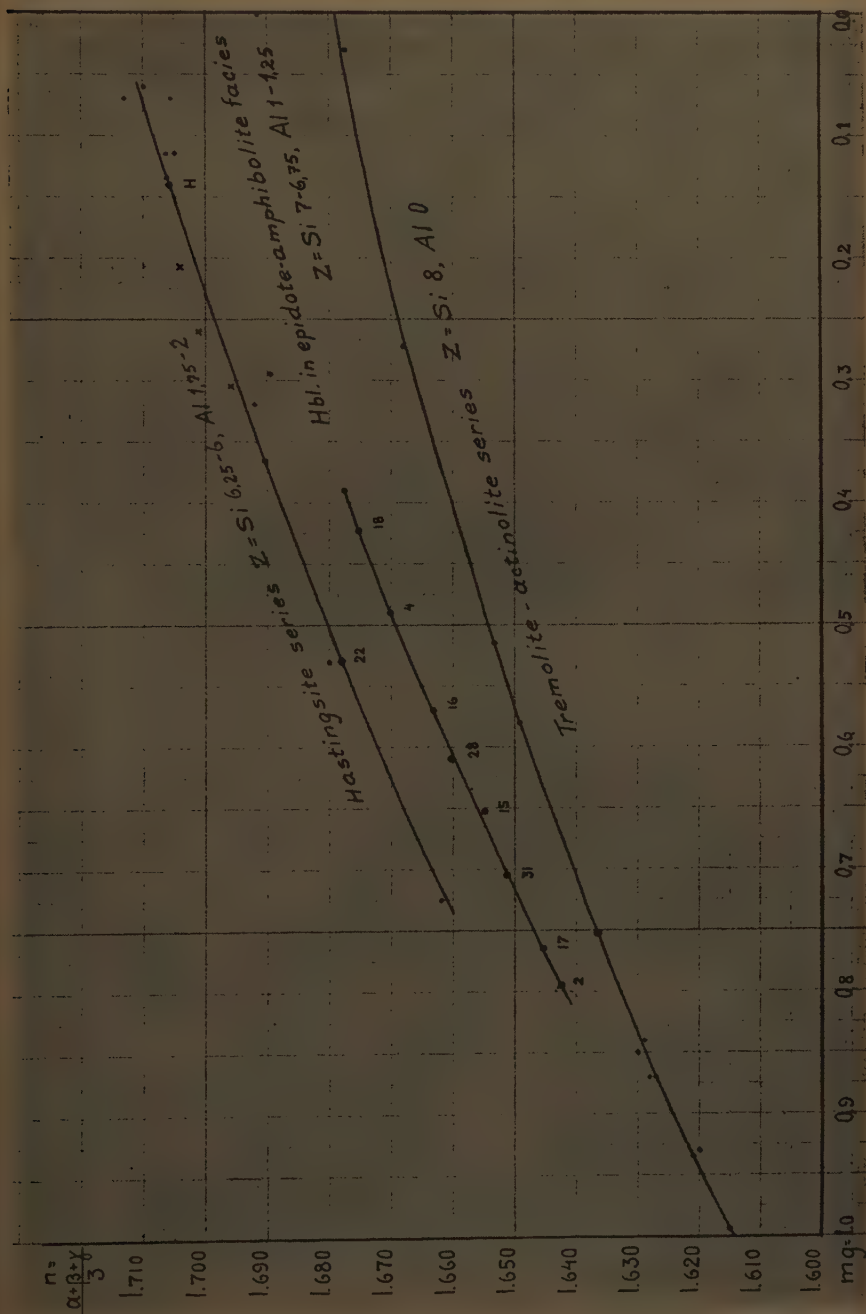


Fig. 1. Indices of refraction of Ca-amphiboles.
Numbers refer to the rock analyses. H = Ferro-hastingsite from Funta.

For its construction are used the amphiboles tabulated below, all low in fluor and with full Si content, with a minimum substitution by Al.

It therefore represents the lowest limit for the refraction of fluor-free Ca-amphiboles, found in nature:

Table 1.

mg	n	Locality	Source
0.995	1.615	St. Gotthard	Kunitz, no. 2
0.935	1.621	Kupferberg	" " 4
0.93	1.620	Pierrepoint	Rosenbusch-Wülfing V
0.87	1.627	Arendal	Kunitz, no. 5
0.87	1.628	Greiner, Zillertal	Rosenbusch-Wülfing VII
0.85	1.630	"	" " IX
0.84	1.629	Russell, N. Y.	" " VIII
0.753	1.636 ³	Joma mine, Grong, Norway	Foslie, unpublished analysis
0.58	1.649	New Hampshire	Kunitz, no. 8
0.515	1.653	Rhode Island	" " 9
0.273	1.668	Nordmarken	" " 10
0.03	1.677 ⁵	Tamarack mine	" " 11

The curve is drawn just above Kunitz no. 11 because it contains a little more Mn than the others.

The mother rocks of the amphiboles investigated.

All the rocks are from the map area "Tysfjord" in Ofoten, Northern Norway. The numbers used are the current numbers of the rock analyses. The amount of hornblende in the rock is given as a clue for the exactitude of its calculated composition. The main mineral paragenesis is given to judge the temperature of formation of the amphiboles.

I. *Complex of cambro-silurian crystalline schists with caledonian intrusives.*

Six of the rocks given here are of intrusive, one (no. 28) of sedimentary origin. All are completely recrystallized under pretty uniform temperature conditions. They belong to the *epidote-plagioclase-amphibolite facies* (corresponding to the upper part of Th. Vogts epidote-amphibolite facies¹).

¹ See publications 3, 11, 12, 17.

Locality	% Horn- blende	% Epidote	Plagioclase composition
No. 17. Ossipitic amphibolite. North of Geitvann	42	28	An ₂₀₋₂₈
» 16. Amphibolite. North of Geitvann	66	14	An ₂₀₋₂₂
» 18. Quartz-diorite gneiss. North of Geitvann	17	1	An ₁₇₋₂₇
» 31. Hornblende gabbro. Mellemslåt fjell, In. Tysfjord	54	13 Rhomb. zoisite	An ₃₀₋₄₃
No. 15. Green hornblende schist. Brattåsen . . .	61	1	An ₂₁₋₃₃
» 4. Garnet-hornblende schist. Bjørkåsen mine	60	0	An ₂₀₋₂₆
» 28. Lime-silicate mica schist. Rusløkvann, In. Tysfjord	13	5	An ₂₄₋₅₀

The three first named belong to a differentiation series from one locality. More acid differentiates occur, but without hornblende. No. 31 is from another locality, but closely related to the former. No. 15 and 4 are from neighbouring localities of another intrusive.

Neither diopside nor chlorite belong to the paragenesis of the above rocks. The epidote (resp. rhombic zoisite) forms independent individuals (no saussuritization). The plagioclase is clean, with irregular inverse zoning. Biotite occurs in no. 28 (32 %), no. 15 (11 %), and no. 18 (3.5 %). Quartz is present in all of them (1—21 %). Iron ore minerals are practically absent, except some hematite in no. 18.

The main minerals of no. 28 are: Quartz, plagioclase, biotite, hornblende, rhombic zoisite, garnet, and often some calcite.

II. Råna norite field.

For comparison with the foregoing is taken an interesting rock, originally a norite, very rich in bytownite. The femic constituents bronzite and diallage have become unstable and changed to a colourless edenitic hornblende with only scanty remains of the diallage, the rock retaining its massive structure and a remarkable light colour. A great deal of the bytownite has been used in the reaction, but any considerable decalcification has not occurred, the remaining plagioclase carrying still for the greater part An₇₀. Furthermore kyanite has been formed, but no clinozoisite or epidote. Accordingly it should belong to the lower part of the *amphibolite facies*.

	% Hornblende	Plagioclase
No. 2. Edenitic norite. North of Simlefjell	55	ca. An ₇₀

III. *The Tysfjord granite area (Basal complex).*

	% Hornblende	Plagioclase
No. 22. Quartz-syenite gneiss. Tepkilnes, Æfjord	13	An ₁₁₋₁₇
• 21. Tysfjord granite. Lille Huløy, Tysfjord	8	An ₁₀

The mineral paragenesis of the syenite is: Quartz, microcline, plagioclase, biotite, hornblende, epidote (3 %). It is recrystallized.

The paragenesis of the granite is: Quartz, microcline, microcline-perthite, oligoclase-albite, lepidomelane, ferro-hastingsite. It is doubtful whether the femic minerals are of late- or post-magmatic formation.

It is not possible to parallelize these 2 rocks directly with one of the facies of the basic eruptives, but it must be concluded that the conditions of formation for their amphiboles have been very different from the others.

Composition (calculated) and optical determination of the amphiboles. (See table 2.)

A review of the middle series of 7 analyses shows a striking homogeneity in composition, except for the proportion Mg/Fe with unlimited variation. They are all normal Ca-amphiboles with their lime content as usual in the neighbourhood of 25 mol-% of the femic oxides. They are all rich in alumina and with a moderate, but persistent alkali content. Both TiO₂ and MnO are inconsiderable. As to the fluor, qualitative tests on the rocks show that it is absent or quite insignificant.

Even the amphibole from the Råna norite (no. 2) falls pretty closely into line with the others (see p. 93).

The same is the case with the indices of refraction (fig. 1, middle curve). They form a smooth, nearly straight line. Of special interest and a proof of complete equilibrium is, that no. 28 accomodates itself with the others, as well in composition as in optical properties, although it has, as a sedimentary rock, attained this state after a development in the opposite direction of the others.

To be noted is the state of oxidation. The differentiation series, no. 17, 31, 16, and 18 have practically the same degree of oxidation (ox), irrespective of their different acidity, because they are recrystallized under similar conditions. The Råna amphibole is very low in ferric iron, like most rocks in this eruptive body. The difference seems not sufficient, however, to have any marked influence on the indices of refraction.

Table 2.

No:	2	17	31	15	28	16	4	18	22	21
SiO ₂	50.15	48.15	47.55	47.55	47.00	48.08	46.74	46.97	41.30	38.25
TiO ₂	0.18	0.38	0.56	0.33	0.61	0.20	0.23	0.66	0.62	0.4
Al ₂ O ₃ ...	12.82	13.28	13.82	15.28	14.98	13.00	13.45	13.40	11.63	12.4
Fe ₂ O ₃ ...	0.45	2.00	2.44	0.92	2.13	4.22	2.60	4.97	5.77	6.0
Cr ₂ O ₃ ...	0.14			0.06						
FeO	6.86	6.08	7.16	9.61	9.82	9.63	13.00	12.51	12.41	24.25
MnO	0.09	0.28	0.24	0.12	none	0.26	0.18	0.18	0.70	0.6
MgO	15.90	14.60	12.80	10.97	10.19	10.04	8.30	7.00	11.56	2.45
CaO	10.42	11.50	12.00	12.43	11.70	10.20	10.90	10.00	11.87	9.65
Na ₂ O ...	0.73	1.10	1.04	1.00	0.76	2.29	1.65	2.33	1.88	2.0
K ₂ O	0.48	0.31	0.49	0.16	1.14	0.30	0.69	0.18	0.62	2.0
H ₂ O	1.78	2.32	1.90	1.50	1.67	1.78	2.26	1.80	1.64	2.0
V ₂ O ₅				0.07						
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
mg	0.795	0.765	0.705	0.65	0.61	0.57	0.49	0.42	0.53	(0.13)
ox	0.055	0.23	0.235	0.08	0.16	0.28	0.15	0.26	0.28	(0.18)
α	1.631	1.633	1.641	1.6435	1.649	1.652	1.658	1.665	1.669	Optical determinations see ferro-hastingsite
β Cal. ...	1.643	1.646	1.6515	1.655	1.661	1.6645	1.671	1.678	1.682	
γ	1.654	1.657	1.662	1.6665	1.672	1.673	1.681	1.6835	1.684	
n	1.6427	1.6453	1.6515	1.655	1.6605	1.663	1.670	1.6755	1.6783	
γ - α	0.023	0.024	0.0215	0.023	0.023	0.0215	0.023	0.0185	0.015	
β - β		0.011		0.0113	0.0107	0.0085	0.010	0.0055	0.002	
β - α		0.013		0.012		0.013	0.013	0.013	0.013	
2V α Cal. ...		85° ~		88° ~	86° ~	78° ~	83° ~	66° ~	43° ~	
2V α Obs. ¹	85° ± 5	85° ± 5		88° ± 6		77° ± 3	79° ± 3	70° ± 6	41° ± 8	
c: γ	18°	15°	15°	15°	15.5°	15.5°	13.5°	15°	22°	
Pleo- chroism	None	Faint	Medium	Weak	Medium	Strong	Stronger	Very strong	Strong	

Cal. means calculated. All other values are direct observations. For all these amphiboles $b = \beta$. Pleochroism $\gamma = \beta > \alpha$. γ = bluish green, β = olive green, α = greenish yellow. The distinct bluish green colour of γ is very characteristic for these amphiboles, except no. 15 and 28, where γ has nearly the same green colour as β . No. 2 is colourless.

¹ These control measurements of the axial angle were kindly performed on the turning stage by my colleague O. A. Broch. They confirm the calculated values quite well.

The remaining two amphiboles, no. 21 and 22 from the basal eruptive complex, are different from the others, as shown by their chemical and optical characteristics, e. g. their small axial angles. The meaning of this will be treated later, in connection with the calculation after Warren.

Ferro-hastingsite.

The calculation of analysis no. 21 of the Tysfjord granite (a somewhat gneissic microcline granite) showed an amphibole of extreme composition. The very low silica- and high iron content in connection with high indices of refraction, very strong absorption and very small optical angle proved that we had to do with a hastingsitic amphibole.

Already in 1916 Th. Vogt (15) called attention to such nearly uniaxial amphiboles, occurring at several localities among the granites and syenites of northern Norway. In 1922 (16) he mentions a similar hastingsitic amphibole in connection with his description of the pegmatite of Hundholmen, lying within the area of the Tysfjord granite.

The author (20) during his geological mapping in these regions could ascertain that this amphibole is a characteristic component of most parts of this extensive granite area, and thus has a very wide distribution. It would therefore be of general interest to get a closer knowledge of it, so much the more as the calculation, stated above, had been made under comparatively unfavourable conditions. The granite contains only about 8 % amphibole in intimate connection with about 5 % lepidomelane. As the specific gravities of the two minerals lie pretty close together, it must be considered a very difficult or impossible task to separate them by mechanical means.

He succeeded, however, in finding a more pegmatic development of the same amphibole in connection with the Funta Zn-Pb-claim, lying within the Tysfjord granite. Comparative optical measurements showed that it must be identical with the amphibole of the ordinary granite.

The mineral occurs in individuals of about 1 cm length, in paragenesis mainly with quartz. It is black, with an excellent cleavage, a brilliant lustre, and completely fresh. A microscopical control showed that some prisms were quite clean, but most of them carried some very thin films of lepidomelane and very thin plates of quartz along some of the cleavage planes.

Table 3.

	I %	II ¹ %	III ÷ %	IV %	V %	VI %	VII %
SiO ₂	38,6 + 0.25	39.35	1.35	38.89	38.03	37.49	38.89
TiO ₂		0.65	0.01	0.65	0.22	0.86	1.43
Al ₂ O ₃		11.76	0.17	11.88	11.59	10.81	10.22
Fe ₂ O ₃		7.44	0.05	7.56	6.81	7.52	9.53
FeO		21.70	0.35	21.88	23.72	25.14	21.40
MnO		0.64		0.66	1.11	0.95	0.48
MgO		2.66	0.04	2.68	2.87	1.34	2.23
CaO		10.40		10.66	9.75	9.77	9.08
BaO		none					
Na ₂ O		1.71		1.75	2.30	2.06	3.78
K ₂ O		2.03	0.09	1.99	1.90	1.91	0.97
CO ₂		none					
S		0.05	0.05				
F	0.21	(0.21)		0.21	0.05		
H ₂ O + 110°		1.20	0.04	1.19	1.20	2.01	1.84
H ₂ O ÷ 110°		0.02					
		99.82		100.00	99.55	99.86	99.85
÷ O for S and F		0.12					
		99.70					
sp. g.		3.378		3.390			
mg				0.14	0.14	0.07	0.115
ox				0.24	0.21	0.21	0.28

I. Ferro-hastingsite, Funta, Tysfjord. Determinations by I. Rosenqvist.

II. — — — — Analysis by M. Klüver.

III. — — — — Deductions for impurities.

IV. — — — — Composition of the pure mineral.

V. Hornblende from pegmatite, Österskär. P. Geijer: G. F. F. 1913, p. 147.

VI. Hastingsite from umptekite, Almunge. P. Quensel. Bull. Geol. Inst. Upsala. XII.

VII. Hastingsite, White Mountains. W. Kunitz: Neues Jahrb. LX, Beil. B, 1930, p. 245.

In a small sample of pure, picked material fluor was determined by Ivan Rosenqvist at the laboratory of professor Tom Barth, according to the very exact method: titration with thallium nitrate. The result was 0.21 % F, a remarkably low content, considering that the Tysfjord granite is a fluorite-bearing granite. In the same sample silica was also analyzed (by the hydrofluoric acid method), but without including the small rest of silica, which remains undissolved, and according to

¹ The analysis was paid by Norges geologiske undersøkelse. For permission to publish it here, I am indebted to director Dr. C. Bugge.

experience amounts to about 0.25 % SiO_2 . The result, given in table 3, column I, should represent the correct silica content of the pure mineral.

A picked sample of about 3 grammes, not quite as pure as the former, was analyzed by M. Klüver. (Column II.) The water content looks low, as does the sum, a very common feature with hornblende analyses. It was determined in the usual way. After being driven out by Tecla-burner, it was weighed. It is therefore possible that not all the water may be driven out in this way. On the other hand some amphiboles no doubt carry less water than required by the stoichiometric formula.

The content of free quartz in this sample was calculated to 1 % by comparison with the result of column I. The quantity of lepidomelane was estimated in the microscope to about the same amount. The sulphur is derived from 0.13 % pyrrhotite. By deducting these impurities and recalculating to 100 %, we get the composition of the pure hastingsite, given in column IV. An optic spectrogram showed traces of vanadium, less than 0.01 %, but no further constituents.

The difference from the composition, previously calculated from the rock analysis no. 21, is not considerable. As will be seen, it concerns mainly the oxidation state of the iron.

The optical data were determined as follows:

α	1.694	$\gamma \div \alpha$	0.018	Pleochroism $\gamma = \beta > \alpha$
β Cal.	1.7105	$(\gamma \div \beta)$	0.0015	γ very dark bluish green
γ	1.712	$2V_\alpha$ Cal.	$\sim 32^\circ$	β very dark olive green
n	1.7055	$c : \gamma$	17.5°	α light greenish yellow
Dispersion $\rho > v$		$b \approx \beta$		

The colour is so dark that the axial angle could not be determined on the universal stage. For the same reason the calculated value is also inaccurate. At any rate, the opening of the α -hyperbola is very small and considerably blurred on account of the dispersion. For this reason it was also impossible to determine the direction of the optic plane directly. This was done in the following way.

In a thin section from the granite, there were found two individuals near each other, with emanating hyperbolae, the one in the prism zone, the other near the end face of the prism. They represented γ and β , but to identify them was impossible, because by such small axial angles they are nearly identical. Therefore the birefringences were determined.

That one in the prism zone was found to be 0.001₅ greater than the other, and thus represents the optic normal. Consequently the optic plane is 010.

It is curious that in spite of the optic similarity of the two directions and the equally strong absorption, the absorption colour turns markedly from olive to bluish, thus disclosing the orientation.

In columns V—VII is given for comparison the analyses of three similar amphiboles. It is to be regretted that on the amphibole from Österskär, connected with the Stockholm granite, the indices of refraction have not been determined.

Hastingsites in general.

The mineral name hastingsite has been poorly defined. Originally it was a species name, introduced by Adams for an amphibole occurring in a nepheline syenite from Hastings county, Ontario. It was rich in iron and alumina, moderate in lime and alkalies, had a small axial angle, and the optic plane normal to 010. Afterwards the name has been differently applied by different authors, who laid the main stress upon the optical characteristic. Winchell went so far in the second edition of his "Optical Mineralogy", that he placed it as an intermediate member between gruenerite and riebeckite, both free from alumina and lime, and thus fundamentally different from the original meaning.

Billings (4) in 1928 extended the conception of the term hastingsite to a series of amphiboles, introducing the new names magnesio-hastingsite ($\text{MgO} : \text{FeO} > 2$), femag-hastingsite ($< 2, > 1\frac{1}{2}$) and ferro-hastingsite ($< 1\frac{1}{2}$).

In the latest classification of Berman and Larsen (2, 9), hastingsite has got a still more extensive meaning, including all the amphiboles in which $\frac{1}{4}$ of the Si-atoms are substituted by Al, with a corresponding introduction of alkalies to balance the electrostatic valence.

In order to find the proper place for an amphibole in the new system, it is necessary to recalculate the analysis. The procedure is stated below for the ferro-hastingsite from Funta (table 3, column IV).

The fundamental principle for the amphibole constitution, found by Warren (18), is that these molecules always contain 24 atoms of oxygen (including OH, F). Consequently we have to find the number of the different metal atoms, corresponding to these 24 oxygen atoms.

It is necessary to arrange the elements in another way than usual in an ordinary analysis, viz. in the order of increasing size of the ions, because this size is deciding for the isomorphous substitutions. In this way the ions are arranged in groups, whose members are capable to replace each other to a greater or lesser degree. Each group is given a letter name (X, Y, Z, W etc.). An important point is that ions with sizes intermediate between two groups may enter both of them. In that way Al may enter the Si or the Mg group or both, Mn is found in the Mg or the Ca group.

Table 4.

Calculation of ferro-hastingsite from Funta, Tysfjord.

	1 Weight %	2 Ratio of mol.	3 Ratio O,OH,F	4 Ratio metals	5 Metal atoms	6
SiO ₂	38.89	0.648	1.296	0.648	6.23	$\left. \begin{array}{l} \{ 1.77 \\ \{ 0.47 \end{array} \right\} \begin{array}{l} Z = 8.00 \\ Y = 1.46 \\ X = 3.65 \end{array} \left. \begin{array}{l} Si:Al = 6.23:1.77 \\ (6.16:1.84) \\ XY = 5.11 \\ (4.95) \end{array} \right\}$
Al ₂ O ₃ ...	11.88	0.116	0.348	0.232	2.24	
TiO ₂	0.65	0.008	0.016	0.008	0.08	
Fe ₂ O ₃ ...	7.56	0.047	0.141	0.094	0.91	
MgO	2.68	0.067	0.067	0.067	0.64	
FeO ~~21.88~~	~~0.304~~	~~0.304~~	~~0.304~~	~~0.304~~	~~2.92~~	
MnO	0.66	0.009	0.009	0.009	0.09	$\left. \begin{array}{l} \\ \\ \end{array} \right\} W = 2.78 \quad (2.74)$
Na ₂ O ...	1.75	0.028	0.028	0.056	0.54	
CaO	10.66	0.191	0.191	0.191	1.84	
K ₂ O	1.99	0.021	0.021	0.042	0.40	$\left. \begin{array}{l} \\ \\ \end{array} \right\} OH, F = 1.38 \quad (2.00)$
H ₂ O	1.19	0.066	0.066	0.132	1.27	
F	0.21	0.011	0.011	0.011	0.11	
	100.00		2.498			

$$O \text{ for } F + \frac{0.011}{2} = \frac{0.005}{2.493}$$

$$\frac{2.493}{2.493} = 9.63$$

The numbers in parenthesis in the last column are the results, if we calculate with full water content (1.78 %).

Column 2 gives the usual molecular quotients. In column 3 these are multiplied by the number of oxygen atoms in the respective oxydes, in column 4 with the number of metal atoms, thus getting the atomic

ratios. From column 3 we find the multiplication factor (here 9.63) necessary to bring the oxygen ratios up to the required sum of 24 oxygen atoms. When column 4 is multiplied by the same factor, we get the corresponding numbers of the different metal atoms given in column 5. In column 6 they are combined in the usual groups.

The general formula for all lime- and alkali-amphiboles is:



In W, consisting of lime and alkalis, the lime itself can never exceed 2.

We set aside the alkali amphiboles and may illustrate the development and subdivision of common hornblende, compared with the tremolite-actinolite series, in the following way, according to the principle of Berman (2). Table 2. His names are intended for the more magnesian part of the series, and in that case Y comprises mainly the part of the alumina, which does not substitute silica. Ferric iron complicates the relation between X and Y.

Table 5.

Species:	W	X	Y	Z = Si : Al	Sum Al
1. Tremolites	2	5	0	8 : 0	0
2. Edenites	3	5	0	7 : 1	1
3. Not named	2	4	1	7 : 1	2
4. Pergasites	3	4 1/2	1/2	6 1/2 : 1 1/2	2
5. Hastingsites	3	4	1	6 : 2	3
Ferro-hastingsite, Funta .	2.75	3.6	1.4	6.2 : 1.8	

As will be seen, the sum of X and Y is always = 5, and the sum of Si and Al in Z is always = 8. All other variations are not stoichiometric, but gradual.

The underlying principle for the subdivision is the gradual substitution of Si by Al in Z, up to the limit 6 : 2.

We start from the tremolite with full Si content. When one Si atom has been substituted by Al, the valence is disturbed. It can be re-established in two ways: An alkali atom may enter vacant positions in the W group (as shown by Warren) and we get the species 2, edenite. (Si = Al, Na.) The same can be attained when (more rarely) 1 alumina atom substitutes 1 magnesia atom and we get the species 3.

(Si, Mg = Al, Al.) When finally 2 Si atoms have been substituted by Al, both the above mentioned processes must act to re-establish the valence, and we get species 5, hastingsite ($2\text{Si}, \text{Mg} = 3\text{Al}, \text{Na}$). In more iron-rich hornblende, however, adjustment is also attained by the transformation of 2-valent iron to 3-valent. Hornblende with low silica seems therefore to have a tendency to higher degree of oxydation. As pargasites are designated intermediate members between edenite and hastingsite.

Berman and Larsen (9) do not use the names mentioned above for the high iron members, which are simply called hornblende. For hastingsite this would be a too considerable departure from the original meaning of the word, and it seems to me that the tripartition of Billings ought to be preferred.

In table 6 is stated from the literature a series of amphiboles, chemically and optically known, which may be classified as hastingsites, excluding those with a higher titanium content. They are arranged in the order of decreasing *mg*. They are also plotted on the refraction diagram, fig. 1, and may easily be identified by the aid of the coordinates *mg* and *n*.

All have been calculated according to Warren, and the main points of classificatory interest is given in the following columns. Al I means alumina, substituting Si, and Al II alumina substituting Mg.

Included are three species termed barkevikites and one termed hudsonite.

The isomorphous variation of *mg* covers a wide range, in all other respects the chemistry is very uniform. The substitution of Si by Al approaches in all cases 2 atoms, the content of the W-group approaches 3 atoms. On the other hand, the substitution of Mg by Al reaches in no cases 1 atom and in most of the analyses it is far less. For the balance of the valences therefore the Fe^{+++} here plays a considerable part. As may be seen from the rubric *ox*, the oxydation degree is considerable. The richer in iron the mineral is, the more effect has this factor. As the number of oxygen atoms in the molecule remains constant, the "oxydation" may be imagined as a removal of iron atoms.

The two amphiboles from the basal eruptive complex of Tysfjord fit very well into this hastingsite series. So does a recent analysis by H. Ramberg (11) of the skarn hornblende from the limestone of Valsøy.

Table 6.

mg	n	ox	Si	Al I	Al II	XY	W	Reference:
<i>Magnesia-hastingsite</i>								
0.725	1.662	0.33	6.35	1.65	0.20	5.22	2.95	Billings, no. VI
<i>Femag-hastingsites</i>								
0.53	1.678 ₃	0.28	6.24	1.76	0.31	5.30	2.59	Foslie, no. 22
0.53	1.68	0.38	6.05	1.95	0.39	5.39	2.96	Ford, no. 9
0.365	1.690 ₃	0.26	6.05	1.95	0.57			Billings, no. VII
0.32	1.692	0.15	6.20	1.80	0.80	5.04	2.71	H. Ramberg, (11) p. 76
<i>Ferro-hastingsites</i>								
Ba. 0.305	1.696	0.25	6.34	1.66	0.36	5.07	3.01	Kunitz, no. 12, Staværnsjø
0.295	1.689 ₅	0.17	6.20	1.80	0.30	5.00	2.96	— " 11, Shoal Creek
Ba. 0.26	1.701	0.28	6.29	1.71	0.48	5.18	3.01	— Skudesundskjær
Ba. 0.207	1.704	0.38	5.97	2.03	0.22	4.97	3.07	— St. Vincente
0.143	?	0.21	6.19	1.81	0.41	5.37	2.82	Geijer, (6) p. 147
0.14	1.705 ₅	0.24	6.23	1.77	0.47	5.11	2.78	Foslie, Ferro-h. Funta
0.135	1.706	0.24	6.00	2.00	0.89	5.48	3.06	Billings, no. 1 ^c
0.115	1.705	0.25	5.97	2.03	0.80	5.46	3.08	— " 1 ^b
0.115	1.706 ₅	0.28	6.20	1.80	0.12	4.90	2.92	Kunitz, no. 10, White Mts.
0.07	1.705 ₃	0.18	6.29	1.71	0.38	5.25	2.71	Billings, no. IX
0.07	1.713	0.21	6.07	1.93	0.13	5.01	2.74	Kunitz, no. 6, Almuge
Huds. 0.06	1.710	0.22	6.05	1.95	0.40	5.02	2.91	— Cornwall, N. Y.

In the refraction diagram, fig. 1, all the hastingsites of table 6 form a separate curve and fit quite well into it, except two (Kunitz no. 11 and Billings no. IX), which are somewhat lower than the others.

The original *hudsonite* from Cornwall, N. Y., seems to be identical with ferro-hastingsite, as well in chemical as in optical respect.

The three standard *barkevikites*, low in titanium (Ba. of table 6, small crosses in fig. 1), according to the newer analyses of Kunitz also show the chemistry of ferro-hastingsites with introduction of alkalies into the W-group up to the limit. This mineral has generally been placed in the series: barkevikite-hastingsite-kataphorite-arfvedsonite, and should therefore be expected to be lower in alkalies than the hastingsites. The present calculation does not support this. In optical respect they are known, however, to show certain peculiarities, e. g. the absorption colours. Their indices of refraction (fig. 1) seem really to lie slightly above those of the hastingsites, but very inconsiderably. The oxidation degree is not fundamentally different from the others.

The hastingsitic amphiboles originate from: alkaline eruptives, syenites, granites with their pegmatites, and highly metamorphic limestones.

Amphiboles of the epidote-amphibolite facies.

For comparison is given the results of calculation, according to the Warren method, of the other amphiboles from Tysfjord. Table 7 and 8. Their chemical composition was given in table 2.

Table 7.

No.	2	17	31	15	28	16	4	18
Si	7.01	6.76	6.75	6.81	6.76	6.92	6.79	6.87
Al	2.11	2.19	2.31	2.58	2.54	2.20	2.30	2.30
Ti	0.02	0.04	0.06	0.035	0.07	0.025	0.025	0.075
Fe'''	0.045	0.21	0.26	0.10	0.23	0.455	0.285	0.545
Mg	3.335	3.07	2.72	2.36	2.20	2.165	1.81	1.54
Fe''	0.80	0.71	0.85	1.15	1.18	1.15	1.58	1.53
Mn	0.01	0.035	0.03	0.01	-	0.035	0.02	0.02
Na	0.205	0.305	0.29	0.275	0.205	0.64	0.46	0.66
Ca	1.57	1.73	1.825	1.91	1.80	1.57	1.70	1.57
K	0.085	0.06	0.085	0.03	0.205	0.05	0.13	0.035
OH	1.67	2.16	1.81	1.44	1.61	1.71	2.18	1.76

Table 8.

Summary of the results above.

	Si	Al I	Al II	XY	W
Analysis no. 2	7.01	0.99	1.12	5.33	1.86
— » 17	6.76	1.24	0.95	5.02	2.10
— » 31	6.75	1.25	1.06	4.98	2.20
— » 15	6.81	1.19	1.39	5.04	2.21
— » 28	6.76	1.24	1.30	4.98	2.21
— » 16	6.92	1.08	1.12	4.95	2.26
— » 4	6.79	1.21	1.09	4.81	2.29
— » 18	6.87	1.13	1.17	4.98	2.26

A survey of the last seven of these analyses, from amphiboles, belonging to the same facies, shows a remarkable mutual similarity and further a profound difference from the hastingsite series.

The substitution of Si by Al is much less, amounting to only 1.1—1.25 atoms. The entrance of alkalies into the W-group is also much less. In the two analyses with a somewhat higher soda content

(no. 16, 18) a considerable part of the soda seems to replace Ca, and only a small part to occupy the vacant places in the lattice. Thus the W in no cases considerably exceeds 2 atoms.

The most interesting feature with these analyses is, however, the very considerable substitution of Mg by Al, much more than in the hastingsite series. On the average about half of the total alumina substitutes Si, the other half Mg. This substitution alone is thus sufficient, in many cases, to re-establish the valence. Theoretically a complete balance of the valences should demand: $\text{Al I} = \text{Al II} + (W \div 2)$, but such an exact balance is rarely found: It is to the second power dependent on an exact determination of the Si, and seems moreover not to be quite necessary.

A substitution of 1 atom or more of Mg by Al seems to be comparatively rare among the amphiboles treated in literature. It leads to the species type no. 3 (table 5), which has got no name in the new classification. Further studies must show if this is really characteristic for amphiboles, formed under certain facies conditions.

Also in optical respect the series shows a remarkable regularity. The refraction points (fig. 1) form a nearly straight line about midway between those of the actinolite and hastingsite series.

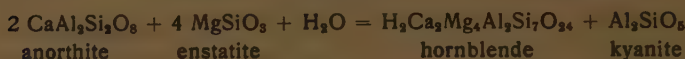
Amphibole from the norite field.

At last we regard the analysis no. 2. It is closely related to the amphiboles just treated, only with a slightly higher Si, and its refraction fits well into the same line. This is somewhat surprising because it apparently belonged to the pure amphibolite facies, without formation of epidote, and occurred in paragenesis with bytownitic plagioclase. In the present noritic rock this circumstance has no significance, however, because epidote would have no chance to be formed, even within its range of stability. The original content of Ca-free pyroxene (enstatite) was sufficient to absorb an excess of lime from the anorthite during amphibolitization. As moreover the original plagioclase was very basic (An_{77}), its small albitic component could also for the greater part enter into the amphibole molecule, giving rise to the small amount of free quartz. Thus the plagioclase was not decalcified, but bodily digested, so far as the quantity of pyroxene reached.

The main molecule of this amphibole, according to table 5 is:



and the reactions have mainly been:



The alumina silicate will in most rocks enter into minerals like garnet, mica, staurolite, or cordierite. In this noritic rock the K_2O is too low for mica, the iron content ($\text{mg} = 0.78$) and the oxidation degree ($\text{ox} = 0.05$) too low for garnet and staurolite, the SiO_2 too low for cordierite. Thus it follows that kyanite has here become the stable mineral and is really also present to the amount of more than 4 %.

We have thus got the paragenesis:



which is very rare for an eruptive, massive rock unaffected by stress.

To which facies this belongs is not especially known, but as it is the result of the special chemistry of the rock, the temperature conditions may have been the same as when epidote was formed in the other rocks.

From table 8 it is further seen that among the amphiboles treated, this is the only one with W below 2 (not allowed for Ca-amphiboles) and at the same time with XY considerably above 5. One might therefore suspect that a small amount of a Ca-free amphibole were present. This should eventually be an antophyllite (gedrite), because in a rock with so high an Mg/Fe proportion as here, cummingtonite could not be formed, according to Sundius (13). None of them were found, at least not in independent individuals, but in an aggregate of colourless amphiboles with nearly the same indices of refraction and abundant of twinning lamellae, a lamellar or patchy intergrowth of them would be difficult to detect.

¹ C. E. Tilley (14) has described kyanite-garnet-amphibolites, derived from eclogites.

Conclusions.

The correlation of chemical and optical properties within the group of alumina-bearing Ca-amphiboles is very complicated on account of the many variable factors. It has therefore proved advantageous to study series of amphiboles, formed under similar physical conditions.

In such a series it appears that the number of variables may be reduced to one, namely the *Mg/Fe ratio*, which may cover, however, a very wide range, because it is dependent mainly on the chemistry of the rock and not of the physical conditions. In all other respects the content of the molecule remains constant. Therefore we get a good correlation between the indices of refraction and the said ratio, which is the most important factor in influencing the refraction.

The next factor of importance is the alumina, but not the total amount of alumina. Warren has shown that it plays a dual part, namely as substitute for silica and as substitute for Mg-Fe. If we now compare the amphiboles from the epidote-amphibolite facies of Tysfjord with the corresponding members of the hastingsite series, e. g. the femag-hastingsite no. 22, it appears that they have an alumina content of the same order of magnitude, partly even higher than the hastingsites. Nevertheless their indices of refraction (fig. 1, middle curve) are considerably lower.

We must conclude, therefore, that the alumina substituting silica (Al I), has the main influence upon the refraction. The other part (Al II) scarcely seems to have any effect at all. To similar conclusions Winchell (19, p. 261) has arrived by studying edenitic amphiboles.

We therefore hit the point better by saying that the second factor affecting the refraction, is the *deficiency in silica*.

It makes a very considerable difference in the silica content when Si diminishes from 8 to 6 atoms. A glance at the analysis is generally sufficient to decide, to which or between which species the amphibole belongs. The weight percent of SiO_2 for the main types (referring to table 5) is given below, the first figure referring to the pure magnesian member, the second to the ferrous iron member:

			SiO_2
Z=8.	$\text{H}_2\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{24}$	Tremolites	59.3 % — 49.5 %
Z=7.	$\text{H}_2\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{24}$	No name	51.7 » — 44.7 »
Z=7.	$\text{H}_2\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{AlSi}_7\text{O}_{24}$	Edenites	50.5 » — 42.3 »
Z=6.	$\text{H}_2\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{24}$	Hastingsites	43.2 » — 37.5 »

Now it must be kept in mind that the molecules above are only "standard" molecules. The substitutions are gradual between certain limits. Thus most of the "green amphiboles" of Kunitz (8) belong between the middle and upper curve of fig. 1.

The question arises whether the whole field between tremolites and hastingsites represents possible amphibole compositions, or if there are gaps of immiscibility between them. The material is not yet sufficient to decide the question, and there are differences of opinion.

Beskow in his interesting paper of 1929 (3, p. 234) gives a diagram comprising just the SiO_2 -content of the amphiboles and endeavours to show that there is such a gap between the tremolite series and the amphiboles, rich in alumina. Berman (2, p. 387) expresses a similar opinion. Kunitz (8) and Winchell (19) on the other hand conclude that there is a gradual transition between them, Kunitz maintains even a transition to the glaucophanes.

I have tried to give a general view of the situation in the diagram fig. 2, where Al I (substituting Si) is plotted against Al II (substituting Mg).

It contains calculations of the amphiboles, mentioned in the present paper and others from Kunitz, Winchell etc. The places of the standard molecules are given by heavy rings.

It appears that very probably there is a transition from tremolite at least to edenitic amphiboles, and further that amphiboles really rich in Al II do not occur before Al I exceeds 1 atom. The frequency of the points is very different, however. Over a considerable field they are very scarce.

It shows further the special position of the amphiboles from the epidote-amphibolite facies, treated in this paper. As mentioned before, their composition is calculated from the rock analyses, and the only point of some difficulty is to get their correct SiO_2 content. The little arrow to the left gives the direction in which these points would move if there were some mis-calculation in this respect. For the rocks rich in hornblende, the length of the arrow gives the approximate distance the points would move, if the rock contained 1 % more quartz and consequently 1 % less hornblende than calculated. Differences of a greater order of magnitude are improbable. Moreover the low indices of refraction in proportion to the content of total alumina is also a proof of their special position.

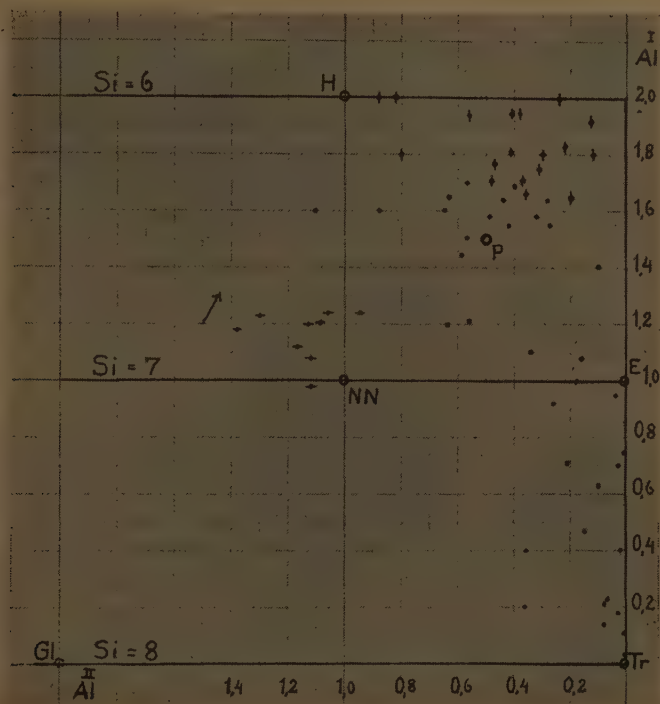


Fig. 2. Composition of Ca-amphiboles.

Al I (substituting Si) plotted against Al II (substituting Mg). Heavy rings show the position of the standard molecules. (Gl = glaucophane.)

Point with vertical stripe = hastingsite analysis.

Point with horizontal stripe = amphiboles from the epidote-amphibolite facies.

Another point of interest may be mentioned in connection with the curves of fig. 1. The Mg/Fe ratio shows a serial variation, which is expected to cover the whole range from the pure Mg- to the pure Fe-mineral within all the amphibole types treated here. The frequency shows, however, a very considerable difference.

Within the tremolite-actinolite series the relatively Mg-rich members are in great majority. Actinolites with lower *mg* than 0.7 are already rare. Within the region of the intermediate curve, members with a medium *mg* ratio are predominant. Within the hastingsite series, the Fe-rich members on the contrary, are in great majority.

Already in 1929 Th. Vogt (17) has shown that the Al-bearing amphiboles are only stable at higher temperatures, as distinct from

the actinolite series. The broader knowledge of to-day of the amphiboles will permit a more refined classification. There is every reason to believe that the increasing substitution of Si by Al runs parallel with the temperature of formation and may be of importance for the facies classification, when sufficient experience has been obtained.

For the same reason a correct determination of the amphibole is important. In petrographic literature it is often seen pretended that an amphibole with mean index of refraction of 1.645 or less belongs to the actinolite series. As appears from the curves of fig. 1, it is sometimes necessary to be careful with such a conclusion.

REFERENCES

1. Adamson, O. Eckermannite, a new alkali amphibole. *Geol. Fören. Förh.* 64, 1942.
2. Berman, H. Constitution of the natural silicates. *Am. Min.* 22, 1937.
3. Beskow, G. Södra Storfjället. *Svenges Geol. Unders. Årsb.* 21, 1927.
4. Billings, M. Hastingsite group of amphiboles. *Am. Min.* 13, 1928.
5. Ford, W. E. Optical study of the amphiboles. *Am. J. Sci.* 37, 1914.
6. Geijer, P. Zur Petrographie des Stockholm-granites. *Geol. För. Förh.* 35, 1913.
7. Hintze, C. *Handb. d. Mineralogie, Ergänz.-Bd.* p. 208—211, 1938.
8. Kunitz, W. Isomorphieverhältnisse der Hornbl. gruppe. *Neues Jahrb. B. B.* 50, 1930.
9. Larsen, E. & Berman, H. Micr. determination of nonopaque minerals, p. 219—27. 1934.
10. Quensel, P. Alkaline rocks of Almüge. *Bull. Geol. Inst. Upsala.* 12, 1914.
11. Ramberg, H. Vestrandsite regionalmetamorfte bergarter. *Norsk Geol. Tidsskr.* 23, 1943.
12. Rosenqvist, I. Metamorphism in the Opdal area. *Norsk Geol. Tidsskr.* 22, 1942.
13. Sundius, N. Substitution relations in the amphibole group. *Sveriges Geol. Unders. Arb.* 38, 1944.
14. Tilley, C. E. Kyanite-amphibolites. *Min. Magaz.* 24, 1937.
15. Vogt, Th. Assimilations-Gesteine. *Vidensk. selsk. skr.* 1915, Oslo.
16. — Thalenit von Hundholmen. *Vidensk. selsk. skr.* 1922, Oslo.
17. — Subitelmalfellet. *Norges Geol. Unders.* 121, 1927.
18. Warren, B. E. Structure and comp. of monoclinic amphiboles. *Z. f. Krist.* 72, 1930.
19. Winchell, A. N. Further studies in the amph. group. *Am. Min.* 16, 1931.
20. Foslíe, St. Tysfjords geologi. *Norges Geol. Unders.* 149, 1941.

Ms. rec. Dec. 21, 1944.

A POLLEN DIAGRAM FROM THE SUB-ALPINE REGION OF CENTRAL SOUTH NORWAY

BY

KNUT FÆGRI

With 1 diagram.

INTRODUCTION

After having completed the investigations on the Late-Pleistocene development of the coastal districts of West Norway, I intended to take up for similar studies the Hardangervidda plateau in Sentral Norway, a part of mountain massif forming the "back-bone" of the Scandinavian peninsula. For military reasons, however, access to the greatest part of Hardangervidda has been forbidden for some years, and the realization of my plans consequently had to be postponed.

In order to gain some experience with regard to sub-alpine material I collected a series of peat samples from a small bog near the Haugastøl railway station, 988 m alt. The railway here runs through Ustedalen, the topmost part of Hallingdal, along the extreme northern edge of the Hardangervidda plateau.

The bog is situated on the small peninsula between the railway station and the northernmost cove of the lake, Sløtfjorden (982 m alt.), in what looks like a kettle-hole in the level ground-moraine. The peninsula is covered with a *Betula nana* scrub. On the lower parts of the hillsides round the lake there is a belt of mountain birch forest — presumably *B. tortuosa* hybrids. The flora is the usual one of our sub-alpine hill-sides on relatively favorable soil; a short description of it has been given by Dahl (1908, p. 23).

TECHNICAL NOTES

Pollen analysis has been carried out in the usual manner; as the sediments were fairly rich in pollen, no chemical treatment was necessary (but most samples had to be sieved after boiling with KOH). This had the great advantage that it was possible to carry out *Betula*

analyses, making use of the statistical material provided by Eneroth (cp. Fægri 1940, p. 24, Aario 1941, p. 615). As the *Betula* percentages were rather low, a very great number of AP¹ had to be counted before a minimum of 100 *Betula* pollen grains was reached. This had the additional effect that it was possible to follow those small, but important variations of the curves of *Alnus* and other demanding species, which otherwise most probably would have disappeared within the statistical errors. Because of the great extra work involved in measuring the pollen grains, *Betula* analysis has not been carried out in all spectra.

As the bog is very small, the pollen diagram is much influenced by the vegetation of the immediate surroundings. In a number of samples evidence of "macroscopic sedimentation" was found, i. e. lumps of pollen grains showing that whole anthers or even flowers had fallen into the pond or bog. In many cases such macroscopic sedimentation completely destroys the pollen diagram, causing a great maximum of the curve in question and corresponding minima of other curves. It is frequently advantageous to correct this by calculation (cp. Fægri 1944 b, p. 456), assuming a rather even course of the affected curve. Such re-calculations must not, however, be carried out indiscriminately, or we run the risk of calculating all individuality out of the curves. Re-calculation must be carried out on the following conditions only: 1. There must be clear evidence of macroscopic sedimentation (exception: *Sphagnum* spores which practically always occur singly). 2. The course of the other curves must become less irregular after re-calculation than before. 3. The re-calculation must be clearly indicated in the diagram. I have tried to do this by using thinner lines² for "pollen lines" to (i. e. the lines connecting the signatures of the same pollen type from spectrum to spectrum) and signatures of re-calculated values. Signatures in full black (*Pinus*, QM) cannot be changed in this way, we may use a smaller signature than usual, which I have not done in this case, however. The original values must be indicated in addition to the re-calculated ones on the same spectrum line, e. g. by means of full-size signatures which are

¹ AP: Arboreal pollen, NAP: Non-arboreal pollen, QM: Quercetum mixtum = *Ulmus*, *Tilia* and *Quercus* + *Corylus*, which in this diagram has been included in the QM for practical reasons.

² The signature lines of the *Betula* diagram of course do not fall under this rule!

not connected by pollen lines. To save room and prevent confusion only the re-calculated value is indicated in the diagram if the difference between it and the original value is less than 5 % (resp. 5 ‰).

The diagram as presented here is essentially a composite dot signature diagram, but I have found it practical to adopt for special purposes both signature lines (*Betula* diagram), histogram ("d" values, cp. below), and area signatures ("total" diagram). As the individual constituents of the "total" diagram are already represented in the 100 % sum by their resp. totals, ΣAP and ΣNAP , their curves must be dotted like other curves representing categories not included in the 100 % sum, e. g. *NAP* and *Sphagnum* in the *AP* diagram.

THE DIAGRAM

The pollen diagram as presented here is a rather complicated affair, and it is necessary to deal with each partial diagram separately.

The sequence of strata is quite normal; below 2.20 (m below the surface) the profile is made up of typical sediments, chiefly a bright gyttja (nekron-mud, Godwin 1938) which on microscopical examination proved to consist almost exclusively of the remains of some unicellular alga, occurring singly or a few packed together. I am not certain whether the alga belonged to *Protococcaceae* or *Chroococcaceae* — other possibilities are less probable. There is an abrupt contact between the gyttja and the underlying gravel, i. e. the ground moraine.

In its upper part the gyttja becomes darker from increasing admixtures of colloidal humus, and at 2.20 it is completely changed into dy (gel-mud Godwin l. c.). At the same time the alga remains have disappeared, and coarser constituents have taken their place. Below 1.50 these are chiefly leaves and stems of *Drepanocladus fluitans* or in some cases *Carex* rootlets (2.10); above 1.50 *Sphagnum* remains dominate. It is difficult to decide whether this part of the deposit ought to be characterized as a *Sphagnum* dy or a peat. At present the bog was an oligotrophic Caricetum with the exception of the central part (where the samples were taken) which was a very wet *Sphagnetum Lindbergii* with very few phanerogams. The upper part of the series was extremely wet and contained little dry substance; in the lowlands such peat would have been formed very rapidly.

The general impression of the series is: 1. a hydrosere reaching the telmato-terrestrial stage, 2. a gradual oligotrophication. No retrograde or cyclic development can be traced.

The first diagram proper is the classical AP diagram with an appendix showing in detail the variations of some of the constituents. These appendices have the same base-line as the main diagram, their percentages must be read in the opposite direction. The classical diagram can be divided into 7 zones which I have given a preliminary lettering A—G.

Zone G is characterized by *Betula* values above 20 %, culminating in sample 2.20: 36.1 %. This high value is not due to macroscopic sedimentation of *Betula* pollen, cp. the *Alnus*, NAP and *Sphagnum* curves, all of which should have exhibited a minimum if macroscopic sedimentation had taken place. The *Alnus* values of zone G are low, < 2 % and the QM values very low, 0.2—0.7 %. It is noteworthy that the NAP values of the two bottom samples are very low.

Zone F forms a transition between G and E. *Betula* has fallen to ca. 10 %, *Alnus* and QM have not yet risen.

Zone E is very interesting. There is a statistically significant rise of the *Betula* curve and a corresponding fall of the curve of *Pinus*, but the changes in the appendix curves are much more important. *Alnus* rises to a maximum of 6 % in sample 1.70 and QM follows with 1.9 % in the same sample.

Both curves fall again, however, and zone D is a repetition of zone F. Zone C is again a repetition of zone E with another *Alnus* and *Betula* maximum. As in E QM follows *Alnus* with a maximum of 1.3 %. Then comes zone B, the character of which is very like that of zone F and D. The NAP values are somewhat higher in zone B than in the older samples (the maxima in zone D, 1.10 and 1.60, are due to macroscopic sedimentation of *Cyperaceae* pollen).

At 0.35 another very interesting change takes place: The NAP curve definitely rises to values about 50 % and is followed by the *Sphagnum* curve, which rises from values below 10 % (82 % and 238 % in 0.90 and 0.80 due to macroscopic sedimentation) to almost 30 %. The *Alnus* values are with one exception much lower than in the preceding zones. The most important characteristic of zone A is, however, the appearance of *Picea*, which rises from 0 to 3 %. In the older zones some few *Picea* pollen grains were found singly or 2—3 together.

The *Betula* diagram follows next. It has been constructed on the same principles as in my previous publications (cp. Fægri 1940, p. 24 seqq.); one new feature has, however, been introduced. The variation curve of the artificial mixtures of types set up to match the empirical curve is not absolutely congruent with the latter. To obtain an indication of the "goodness of fit" I have calculated a value $\Sigma\delta^2$ = the sum of the squares of all differences between the observed and the calculated values. As the number of classes of the calculated curve varies between 5 (one component only) and 8 ("*nana*" and "*tortuosa*" present at the same time), $\Sigma\delta^2$ is better replaced by $d = \frac{\Sigma\delta^2}{n}$ where n is the number of classes.

If d is less than 2, the curves are practically identical; d between 2 and 5 indicates a fairly good correspondence of the curves, but if d is more than 5, even the closest obtainable correspondence between the observed and any calculated curve is rather bad. In most of these cases the maximum of the observed curve is too high and the curve itself too narrow ("leptokurtic" curves) to fit in with the calculated one. Curves of the opposite type ("pachykurtic") are more easily compensated for by the adding of another *Betula* type.

The limit $d = 5$ corresponds to the d found by a 10 % interchange (e. g. between a 50—50 % and a 40—60 % mixture) of *B. nana* and *B. verrucosa* or *B. verrucosa* and *B. pubescens*. In both cases $d = 5.5$. In the case of *B. pubescens*—*B. tortuosa* d is only 1.7. A 10 % interchange between *B. nana* and *B. pubescens* gives $d = 11.2$, *B. verrucosa*—*B. tortuosa*: 7.6. Of interest in connexion with the changes that take place in the *Betula* diagram of zone A (cp. below) are the d values of 5 and 10 % interchange *B. nana*—*B. tortuosa*: 2.7, resp. 10.8.

The value of d is indicated by the heavy part of the spectrum line in the *Betula* diagram. Unit of d is the 5 % interval, the two levels of goodness are therefore indicated by the 10 % and the (dotted) 25 % lines.

I have used this d test instead of the usual χ^2 , the distribution of which is known, because the latter is of little use in *Betula* analysis. This is shown by table 1, the calculation of which is based upon the following assumption: A mixture of two of Eneroth's *Betula* types is considered the hypothetical, "calculated" curve, a somewhat different mixture is considered the empirical, "observed" curve. χ^2 is then cal-

culated in the normal manner³ and the probability taken out of a table (e. g. Bonnier and Tedin 1940, tab. IV; the better, graphic table by Pätau, 1943 a, has not been accessible owing to war circumstances).

The table indicates that if an observed mixture of *Betula* pollen grains is calculated to consist of e. g. 50 % *B. nana* and 50 % *B. verrucosa* (phytogeographically a rather improbable mixture), we may be fairly certain that it is not really composed of 20 % of one component and 80 % of the other. But there is a possibility that the real mixture is as unequal as 30—70 %. In the case of the mixture *B. pubescens*—*B. tortuosa* the numbers are even less favorable. If the observations indicate pure *B. nana* or *B. verrucosa*, the case is a little better, and we may be fairly certain that there is not as much as 20 % of the other component present. If the original curves are further apart, the statistical significance is better, cp. *B. nana*—*B. pubescens* in tab. 1.

In these calculations the errors of the Eneroth *Betula* curves have not been considered. I possess no data on them, but as the curves are based upon a very great material, these errors are probably less important.

The χ^2 test thus indicates an extreme uncertainty of the *Betula* analysis, even more extreme than indicated by experience. It is obvious that a single-spectrum maximum or minimum of the *Betula* curve is of very little significance, and it is equally clear that the really significant part of the *Betula* diagram is the general trend of the curves: Even if the individual *B. tortuosa* values are highly uncertain, the *B. tortuosa* curve above 0.70 is of great importance, etc.

It is also obvious that the χ^2 test is of no help in deciding between variation curves that are so similar to each other as those of the different *Betula* mixtures. As an example may be quoted the extremely unsatisfactory analysis 1.30 giving $P \sim 0.50$.

It must, however, be borne in mind that d is no measure of the reliability of the *Betula* diagnosis, it simply expresses the degree of conformity between the observed curve and the nearest of the calculated ones. The χ^2 test shows that this conformity may be purely accidental and that the real composition of the *Betula* flora of the

³ It must be noted that for χ^2 analysis the actual frequencies should be used instead of the percentages, but as the total number of *Betula* pollen grains is usually not far from 100, this theoretical consideration is of no practical importance. My thanks are due to Dr. Ottestad of the Agricultural College, Ås, for assistance with regard to this part of the paper.

Table 1.

Mixture	"Observed"	"Calculated"	P
B. nana + B. verrucosa	50+50	40+60 30+70 20+80	~ 0.70 ~ 0.15 ~ 0.01
B. nana + B. pubescens	50+50	40+60 30+70 20+80	~ 0.55 ~ 0.015 ~ 0.001
B. nana + B. tortuosa	50+50	40+60 30+70 20+80	~ 0.60 ~ 0.02 ~ 0.001
B. pubescens + B. tortuosa	50+50	40+60 30+70 20+80 10+90 0+100	~ 0.95 ~ 0.70 ~ 0.40 ~ 0.15 ~ 0.02
B. nana + B. verrucosa	100+0	90+10 80+20 70+30	~ 0.40 ~ 0.04 ~ 0.001

All numbers except the P values are percentages. Concerning the meaning of P, cp. foot-note to tab. 5, p. 115.

sample in question may be represented by another calculated curve, lying at a distance of some 10 or 20 % from the former and giving a much higher d.

Whereas the *Betula* analyses of my previous publications have been carried out in oligotrophic sediments only, those of the upper part of the Haugastøl bog come from telmatic peat (?). Aario has (1941) shown that *Betula* analyses from peat are less reliable than those from sediments, but in this case just zone A has provided the best *Betula* diagram.

The two lowermost samples of zone G are very dubious, d is high, and I am inclined to suppose that the pollen grains have shrunk (lime effect? cp. Fægri 1940, p. 26). This would explain both the "nana" pollen and the lack of *B. pubescens*. In the rest of zone G and zones F—B the "verrucosa" and the "pubescens" types are almost the only ones present. They are equally frequent; where their curves move away from each other and from the 50 % line, d is so high that the results seem rather unreliable.

At 1.10 and 1.00 the big pollen of "*tortuosa*" type appears for the first time, but it disappears again in 0.90 (zone C). As the quantities are very small and one of the spectra is not too good, the significance of this occurrence is rather dubious. From 0.70 on the occurrence of the big "*tortuosa*" pollen is established beyond doubt. It is equally important as the two other types. At 0.15 the small "*nana*" type appears again, and this time there can hardly be any doubt that it really represents *B. nana*, which grows plentifully round the bog at present. It is noteworthy that the other types exhibit a *pro rata* decrease with the great increase of "*nana*" in the topmost sample. This fact indicates that the great rise of "*nana*" is caused by local overrepresentation from the surrounding scrub. In the topmost sample fossilized pollen grains only were measured, those with preserved intine and cell contents were discarded (but counted for calculation of the total *Betula* percentage!).

The NAP diagram is very monotonous, with exclusive dominance of *Cyperaceae*, pollen which certainly to a great extent comes from the bog itself and its immediate surroundings. This is also indicated by the lower *Cyperaceae* values below 2.20, in the purely limnic sediments. The only other feature of interest is the crossing of the *Gramineae* and *Ericales* curves at the zone transition E—D. Below that level the *Gramineae* values are the higher, above it those of *Ericales* dominate (one exception). I can offer no reasonable explanation for this change of dominance; if it is more than a local phenomenon, it certainly indicates profound changes in the ecology of the region.

Ericales consists chiefly of *Empetrum*. Of the 1093 *Ericales* tetrads met with, 136 were indeterminable, 858 belonged to *Empetrum*, 87 to *Calluna*, and 12 were vaccinioid. Of the 858 *Empetrum* tetrads 378 from 10 samples were measured (in the same 10 samples 48 had collapsed and could not be measured). The variation curves of the *Empetrum* pollen from those 10 samples, belonging to all parts of the diagram, were essentially identical. The main class in all of them was that of 13 index units (35.2μ), cp. table 2. There can be no doubt that the material consisted of *E. hermaphroditum* with no appreciable admixture of *E. nigrum*. This was corroborated by the morphology of the pollen grains, which had the lax habit of the *E. hermaphroditum* grains. The morphology of the *E. nigrum* grains has been discussed by Overbeck (1934), who does not, however,

emphasize the characteristic, subtetrahedric shape of a great percentage of the *Empetrum* grains. It is less distinct in *E. hermaphroditum*, the pollen grains of which are in many cases rather difficult to distinguish from some vaccinioid grains of the same size. The shorter, narrower, and deeper furrows of the *Empetrum* grains are the best diagnostic characters, but I must admit that some of my diagnoses are rather uncertain.

Table 2.

The size of Empetrum tetrads.

Size in μ Scale units Nr. of sample	24.5	27.2	29.9	32.6	35.3	38.1	40.8
	9	10	11	12	13	14	15
0.00	-	1	7	17	31	7	1
0.03	-	-	3	9	20	7	2
0.10	-	1	7	13	35	9	-
0.30	-	-	1	13	19	8	-
0.70	1	1	1	15	33	16	2
0.80	-	-	1	8	15	8	2
1.00	-	-	1	6	9	4	-
1.10	-	-	3	7	12	4	-
1.90	-	1	2	3	6	3	-
2.10	-	-	-	2	1	-	-
Total	1	4	26	93	181	66	7
Frequency %	0.3	1.1	6.9	24.6	47.9	17.5	1.9

Mean: 12.8 units = 34.7 μ

Few, if any, *E. nigrum* types were observed in those samples where measurements were not carried out.

It must be noted that the mean size of the tetrads in tab. 2 is considerably lower than that found by Erdtman (1938, p. 131) and Arwidsson (1943, p. 127). This is principally due to the fact that the samples measured by the said authors had been subject to acetolysis. This method of preparation tends to slightly exaggerate the size of pollen grains, most probably because the walls swell a little. In the case of pollen tetrads this difference is rather great, as will be seen from table 3. As the *Empetrum hermaphroditum* material was rather small, I have included measurements of the pollen grains of a

Table 3.

Material	Treatment	Mean size, unit: 2.7 μ	P for the difference against	
			KOH treatment	acetolysis
<i>Empetrum hermaphroditum</i>	KOH acetolysis	12.6	-	< 0.001
		14.6	< 0.001	-
<i>Vaccinium microcarpum</i>	KOH acetolysis H_2SO_4	11.3	-	< 0.001
		13.6	< 0.001	< 0.001
		12.3	< 0.001	< 0.001
<i>Eriophorum vaginatum</i>	KOH acetolysis H_2SO_4	13.89	-	> 0.2
		14.08	> 0.2	-
		14.19	0.05 > P > 0.01	> 0.2

KOH treatment: Boiled with 10% KOH for 2—3 hours.

Acetolysis: cp. Erdtman 1934, 1936.

H_2SO_4 : Suspended in cold H_2SO_4 conc. for 24 hours.

Concerning P, cp. foot-note to tab. 5.

specimen of *Vaccinium microcarpum*, treated in the same 3 ways. It will be seen that there is a considerable difference between the results of the different treatments. By comparison with tab. 2 it is also seen that there is almost complete identity between the fossil material⁴ and the result of KOH treatment of *Empetrum hermaphroditum*: the difference is without any statistical significance ($v^2 < 1$). This is in good accordance with previous experiences with *Betula* pollen: Material that has been boiled sufficiently long (cp. Overbeck l. c. p. 570) with 10% KOH has the same size as fossilized material after KOH boiling for a few seconds. The effect of acetolysis varies a great deal with the nature of the pollen grain and is especially marked in thick-walled tetrad pollen. I have also included in tab. 3 the results of the same 3 treatments in a thin-walled, single-grain

⁴ Which has also been treated with KOH. Erdtman (1944) maintains that different treatments may result in different spectra from the same sample, e. g. a "KOH spectrum", an "acetolysis spectrum", etc., and that it is not a priori certain that any of these is more correct than the others. Here is not the place to enter upon this remarkable statement (cp. Erdtman and Erdtman 1933, Erdtman 1934). When it comes to size analysis it must be noted that whereas the KOH method gives comparable results in fossil and recent material, the acetolysis does not always do so, even if it is not preceded by chlorination.

pollen, viz. that of *Eriophorum vaginatum*. In this case there is practically no difference.

The last diagram, the "total", is the same as Iversen (1941) has introduced under the name of "Formationsdiagram". This name is not good, as the phytosociological term "formation" is rather obscure. "Phytocoenose diagram" is better, but I prefer the simpler and absolutely neutral term "total diagram". Generally total diagrams ought only to be prepared from limnic deposits where local effects are very small and can easily be detected. In this case the diagram is greatly disturbed by local over-representation and other irregularities.

The total diagram is a summary of the AP and NAP diagrams and does not convey any new facts, but it serves to emphasize some important points, especially with regard to the question of the density of the forest cover. This has obviously been much thinner during zone A than during all the preceding zones, and it is also evident that this is caused by the disappearance of *Pinus*, the curve of which falls from 60—70 % in zones G—B to 30—40 % in zone A. The *Betula* curve of zone A is a little higher than that of zones B and D.

In the total diagram *Betula nana* has been transferred from the AP to the NAP — where it naturally belongs. This ought to be done in the AP diagram too, but practical considerations, especially the question of comparability with other diagrams where *Betula* analysis has not been or cannot be carried out, speak in favour of including the species in the ordinary *Betula* curve.

One diagram that is frequently seen in the publications of other pollen analysts, viz. the diagram of NAP types expressed in per cent of AP has not been included here. This diagram does not show anything that is not shown quite as well or better in the diagrams represented here, and the finer variations in the NAP diagram (e. g. the relation between *Gramineae* and *Ericales* in this case) are lost in the greater fluctuations caused by the variation of Σ NAP as a whole. I have maintained before and repeat it here: The NAP-in-per-cent-AP diagram is of use primarily where most of the NAP is derived from the local vegetation of the sample plot itself. The NAP variations of these diagrams are totally dependent upon macroscopic sedimentation, and the NAP curves are consequently so irregular that it is of no use to calculate a complete NAP diagram. In such cases the variations of the individual NAP constituents may be analysed by means of curves expressing their quantities in per cent of AP (e. g.

the Andals-torvmyrane diagram Fægri 1944 a, pl. 8). In sediments the complete NAP diagram can always be used, in peat we may have to resort to curves of the other type. At any rate a Σ NAP curve should be included in *all* pollen diagrams.

Another feature lacking in my diagram is the absolute pollen frequency (APF). I am at a loss to understand the great importance ascribed by some colleagues to the APF. Generally it does not tell anything that is not told much better by other curves, especially the NAP curves. Whereas the relative values depend only upon the pollen production and sedimentation of a more or less wide area round the sample plot (apart from possible destruction during the fossilization etc.), the APF also depends upon the rate of growth of the peat or sediment in question. This introduces another "unknown" in our equations, which are sufficiently difficult to solve beforehand. Aario (1943, p. 6) maintains that in sub-arctic Finland the NAP curve in many cases is of little value as a diagnostic of the density of the forest cover. The APF does not seem to be much better (cp. Aario 1944, p. 340).

Mannerfelt (1940, p. 36) has also pointed out that the distribution of NAP pollen is of less value in the study of deforestation and forest limits in the mountains than in the lowlands. This is quite natural: The pollen grains of the lowland forests are carried by turbulence far up into the higher strata of the atmosphere, and distribute themselves more or less evenly both on the mountains and on the surrounding lowlands, where they were generated. The smaller and the more isolated the mountain is, the stronger is this effect. For some years I have collected the recent pollen rain at a number of stations across the Central Norwegian mountains. So far, I have not had any opportunity to work out the results, but a preliminary reconnaissance has shown that there is a marked decrease in the quantity of AP in the central part of the massif. However, the quantity of NAP also decreases with increasing altitude, and it is not always easy to predict the proportion of NAP in relation to AP at the different stations. Nevertheless I am of opinion that a careful NAP analysis is the most effective means of diagnosticising the density of the forest cover. This presumes that the pollen analyst is able to "think botanically", to translate his diagrams in vegetational terms, not to use pollen grains like index fossils (Erdtman 1944, p. 411). Pollen analysis is one of the most marvellous instruments of research ever presented to the

quaternary geologist, but it must not be forgotten that it is essentially a branch of botany. Any schematic, non-vegetational, index fossil interpretation of a pollen diagram is likely to lead to confusion as soon as difficulties present themselves.

A simple, but necessarily rather inexact expression of the APF is the number of pollen grains per square unit of preparation. That value can be obtained almost without any extra labour during ordinary analysis. In cases like the Haugastøl bog, where the samples cannot be analysed in their original state, we have to make special preparations for the calculation of the APF. I do not think the work pays.

Discussion.

What does this complicated diagram tell about the development of vegetation and climate? In all zones below A the *Pinus* curve is so high and the NAP curve so low that the bog must have been surrounded by pine forest. This is also corroborated by the find of stomatar cells of *Pinus*. Their occurrence is summarized in table 4.

Table 4.

Zone	Number of samples ⁵	Average frequency of stomata, ‰
A	7	5.3
B	4	16.0
C	2	34.5
D	4	27.8
E	6	12.2
F	2	4.5
G	6	9.7

⁵ Samples forming the border between two zones have been counted twice. The calculation of this and some of the following tables has been carried out with a preliminary value for the sample 1.00. The final values are, however, so similar that no material changes result.

At present the conifer forest goes to Geilo, 20 km due E, 750 m alt. There is a considerable quantity of conifers in the birch forest at the western end of Ustedalsvatn, some 5 km further W, 770 m alt., which is probably the present limit of conifer forest in the area. According to Dahl (1908, p. 23) isolated specimens of conifers are found further W, the highest — *Picea* — at Karistølen, only 3 km E

of Haugastøl. As there is no fall of the *Pinus* curve, nor of the number of stomata in the topmost samples, the conifer forest limit cannot have changed materially in recent times, and the conclusion is that at the beginning of zone A the pine forest disappeared from the surroundings of Haugastøl and withdrew to the Geilo region. It is remarkable that some few stomatar cells nevertheless occur in the samples of zone A.^o They may either be secondary, coming from other bogs that are subject to erosion, or they may come from needles blown — most probably on and with the snow, cp. Heintze 1914, Du Rietz 1931 — from the occurrences within the present pine area. As the drainage area of our bog is very small and does not include any other bogs, I prefer the latter explanation.

The disappearance of the pine forest from Haugastøl at the beginning of zone A is an established fact. Is this disappearance climatically conditioned, or is it due to extermination by man? We know that the climate deteriorated at the beginning of the sub-atlantic period, but it is nevertheless very difficult to answer the question, and this diagram alone can hardly settle the point definitely. The appearance of cultivation indicators just on the A—B zone transition speaks for the latter alternative.

The NAP diagram does not react in any way, and the rather unexpected reaction of the total diagram — rise of the *Sphagnum* curve while that of NAP remains constant — is difficult to interpret climatologically. Also most of the curves of the AP diagram are useless in this connexion; the *Alnus* values are a little lower than in

^o The comparatively high average, 5.3 ‰, is primarily due to the value 12 from sample 0.35, which forms the transition to zone B. If that sample is not included, the average is 4.2. Because of the great dispersion of the numbers, even that value does not give more than medium statistical assurance that it is lower than the average of zones B—F: $0.05 > P > 0.01$. This unevenness of the occurrence is due to many causes. The stomata are easily over-looked, and they are not typical micro-fossils, being remains of a small macro-object, viz. the pine needles. The occurrence of pine needles in deposits is subject to some errors, which are of less importance in the case of pollen grains, i. a. the sorting out in relation to the coarseness of the deposit. In very fine-grained sediments, e. g. those of zone G, pine needles — and stomata — are rarer than in the coarser deposits of the upper strata. In extreme cases this sorting out may even influence the composition of the pollen flora; most likely the abnormally low *Pinus* values in the lower part of the Løningsvatn diagram from Bømlo (Fægri 1944 a, pl. 10) may be explained in this way.

the preceding zones, but the difference is rather slight. The *Picea* curve is important, its rise during zone A cannot be conditioned by cultivation, it must be due to another influence, which may simply be the gradual wandering westwards of the species. In this locality the *Picea* curve cannot at any rate be interpreted as an evidence of climatic deterioration.

The only positive evidence for climatic deterioration is given by the *Betula* diagram. The appearance of *B. nana* may be due to cultivation, but it is very difficult to interpret the rise of *B. tortuosa* in the last part of zone B in the same manner.

I therefore consider the topmost part of our diagram as a vague evidence of climatic deterioration, but I am not quite certain if cultivation has not played a very great part, especially in the last rise of *B. nana* and possibly also in the disappearance of *Pinus*. About 3 km further W there was — until 40 years ago, before the days of the Bergen—Oslo railway — a lonely farm, Nygård,⁷ and there is a number of "seters" (summer outfarms), all of which have needed great quantities of fuel. This fuel consumption may have been sufficient to account for the disappearance of the pine and the appearance of *Betula nana* — instead of the more useful arboreal birches. The question why the pine forest disappeared from Haugastøl cannot be settled definitely by this diagram alone. On the other hand I must take express reservations against its being interpreted in the opposite direction: It gives absolutely no evidence that climatic deterioration did *not* take place.

Let us now turn to another extreme: zone E. Its most important characteristic is the great *Alnus* maximum. *Alnus* is pollen-analytically for many reasons a rather unsatisfactory genus, primarily because it includes two species, the climatic demands of which are different, but the pollen grains of which are very similar. Erdtman (1936) has discussed the morphology of the pollen grains of *A. incana* and *A. glutinosa* and concludes that the difference is great enough to be of diagnostic value. However, in actual analytical work it is hardly possible to undertake the complicated measurements advocated by Erdtman for the separation of the species. The *Alnus* pollen grains found in this Haugastøl bog were rather different from those of the

⁷ Where Dahl (1908, p. 26) i. a. found *Plantago lanceolata* and *Rumex domesticus* among the weeds.

lowland areas where I have made my previous experiences. Whereas there is no difference between the exine of *Betula* and *Alnus* pollen grains in the lowlands, in the Haugastøl bog that of the *Alnus* grains is much thinner and takes a much lighter colour than that of *Betula*. The "bright arches" of the *Alnus* grains are less distinct than in lowland material and although the state of preservation of the other pollen types was generally excellent, the *Alnus* grains had often collapsed. These thin-walled *Alnus* pollen grains, the pores of which are — in those cases when they can be observed — more circular, no doubt represent *A. incana*, whereas the ordinary thick-walled grains, the pores of which are more lanceolate with their longest axis in meridional direction, represent *A. glutinosa*. As intermediate forms are far from scarce, a quantitative analysis of the *Alnus* population is hardly practicable; in the Haugastøl bog the *A. glutinosa* type was rare, and the *Alnus* curve may be considered to represent *A. incana*.

Zone E is thus characterized by an *Alnus incana* maximum in the pollen diagram from a pine covered area; what does this mean? At present *Alnus* goes a little higher in the mountains than *Pinus*, occurring also in the birch belt. On the other hand these occurrences are rather insignificant, they may be compared with the sporadic occurrence of conifers high above the conifer limit, and we are justified in stating that the thermic demands of *Alnus incana* and *Pinus* in our mountains are practically coincidental (cp. VE 1940, pp. 106, 156).

Alnus is generally considered to indicate humid conditions, which is certainly true with regard to *A. glutinosa*; but everybody who has become acquainted with the *A. incana* vegetation of our steep mountain sides, knows that this species thrives excellently under mesohygrobic conditions: in sub-arctic, sub-alpine, and montane areas *A. incana* is far from being a bog species (cp. Ve l. c.). As *Pinus* is rather euryhygrobic, the interchange *Pinus*—*Alnus* cannot without reservations be interpreted as a result of changing hygrobic conditions. It can be added that although *A. incana* is favoured by cultivation (Ve l. c., p. 105), this cannot, of course, explain the very old *Alnus* maxima of zones E and C. But this fact may be the explanation of the comparatively high *Alnus* values of sample 0.15 (cp. the cultivation pollen!).

There is also a *Betula* maximum in zone E, indicating that the monotony of the pine forest was broken by an increased admixture

of foliiferous trees. The *Betula* diagram does not show any decisive reaction in zone E; below 0.70 it does not tell much at all, only that the *Betula* population consisted of a more or less equal mixture of *B. verrucosa* and *B. pubescens* types. It is impossible to state anything definitely about the thermic demands of such a *Betula* population in comparison with those of *Pinus*. The NAP diagram gives no information about the character of zone E. Any interpretation of the character of this zone, based upon the curves discussed so far, must remain more or less conjectural.

There is one curve left, however, that may to a certain degree help us, viz. the QM (incl. *Corylus*) curve. It is parallel with the *Alnus* curve, and an analysis of covariance of QM and *Alnus* gives the results that are summarized in tab. 5 (cp. Bonnier and Tedin 1940, p. 139).

Table 5.

Cause of variance	Degrees of freedom	Sum of squares	Mean square
Regression of QM upon <i>Alnus</i>	1	115	115
Rest	27	312	11.6
Total	28	427	

$$v^2 = 10.0 \quad 0.01 > P > 0.001.$$

$$v = t = 3.15 \quad P \sim 0.005 \text{ (cp. Pättau 1943 b)*}.$$

There is consequently a strong correlation between *Alnus* and QM (incl. *Corylus*). The thermal demands of the constituents of the QM curve are — for once — undisputable: they represent the demanding element of the flora, they are indicators of more favourable conditions. The correlation between QM and *Alnus* consequently proves that *Alnus* also is a relatively demanding species and that also the *Alnus* maxima of zones E and C really indicate more favourable climatic conditions. The same is, of course, indicated by the QM maxima of the same zones.

* P is a measure of probability that the observed distribution is due to chance only. In the present case there is 0.5 % probability that the observed regression is due to chance only, 99.5 % that it is due to some other factor, i. e. that it is real.

Table 6.

Analysis of variance of the Alnus and the QM curves.

Cause of variance	Degr. of freedom	<i>Alnus</i>			
		Sum of squares	Mean square	v^2	P
Between all zones	6	3024	-	-	-
Between zones:					
A and B—G	1	783	783	14.0	~ 0.001
G and B—F	1	412	412	7.3	~ 0.01
C+E and B+D+F ..	1	1685	1685	30.0	< 0.001
C and E	1	53	53	< 1	-
B, D, and F	2	93	46.5	< 1	-
C+E and D	1	672	672	12.0	~ 0.001
A and B+D+F	1	136	136	2.4	$0.2 > P > 0.05$
Within zones	24	1346	56.1	-	-
Total	30	4370	-	-	-

Cause of variance	Degr. of freedom	QM (incl. <i>Corylus</i>)			
		Sum of squares	Mean square	v^2	P
Between all zones	6	179	-	-	-
Between zones:					
A and B—G	1	4	4	< 1	-
G and B—F	1	70	70	5.8	$0.05 > P > 0.01$
C+E and B+D+F ..	1	72	72	6.0	$0.05 > P > 0.01$
C and E	1	16	16	1.3	> 0.2
B, D, and F	2	17	9	< 1	-
C+E and D	1	28	28	2.3	$0.2 > P > 0.05$
A and B+D+F	1	8.5	8.5	< 1	-
Within zones	24	289	12.04	-	-
Total	30	468	-	-	-

This great importance being ascribed to the said maxima, the question naturally arises: are they statistically significant. An analysis of variance of the *Alnus* and the QM curves gives the results that are summarized in table 6: The quantity of *Alnus* in zone A is decidedly lower than the average of the preceding zones, but the difference between the *Alnus* percentage of zone A and the less favourable zones B, D, and F, may be due to chance. The difference in this

respect between zone G and zones B—F is fairly significant. The difference between zones C and E — the favoured ones — and B, D, and F is statistically very good, and so is that between E and C on one side and the intermediary zone D on the other. The corresponding numbers for QM are much less significant. Best are the differences between G and the other zones (except A) and between C + E and B, D, and F. Now it must be remembered that the numbers themselves are subject to some statistical uncertainty. In the case of the very small percentages of the QM curve these statistical errors are relatively very great and disturbing, even when as much as 1000 or more pollen grains have been counted per spectrum. Another factor that may tend to disturb the curves, is the accidental occurrence of long-distance transported grains. This factor is especially of importance during zone A (cp. below), but when the percentages are sufficiently low, it disturbs also during the other zones.

The *Betula* and *Pinus maxima* and *minima* are so obvious that it is unnecessary to use statistical analysis to prove their reality.

The result of this discussion of the character of zone E — and of the almost identical zone C — is that the zones represent a vegetation demanding a more favourable climate than the vegetation of zones B, D, and F. It is especially noteworthy that the intermediary period D represents a less favourable climate than that of periods E and C. This result raises another group of problems, 4 of which shall be dealt with here.

First: If we take zone A to represent a climatic deterioration as compared with zone B, the total climatic deterioration from the optimum during zone C becomes a rather considerable one.

Secondly: The diagram shows a double climatic optimum. During the last years I have repeatedly attracted the attention to the fact that, whereas the climatic optimum in less oceanic regions is considered to fall in the atlantic period, it is unquestionably situated in the sub-boreal period in the hyper-oceanic regions of West Norway. The detection of a double optimum is therefore of very great interest, even if this is not the first time it has been demonstrated. As long ago as 1939 Florin was able to give some statements on the occurrence of a double climatic optimum and a climatic deterioration between the atlantic and sub-boreal periods in eastern Middle Sweden. In a recent publication he has verified this statement pollen-analytically (1944,

p. 567); the sub-boreal optimum is a little lower than the atlantic one, but this may be due to cultivation.

In a lecture many years ago I predicted upon purely theoretical grounds that there ought to be a short period of unfavourable climate between the atlantic and sub-boreal periods. My prediction was a consequence of a strict application of the Ice Age theory of Simpson (1929). The salient points of the theory are the following: If solar radiation is too strong, precipitation is ample, but the general temperature level is too high to permit the existence of glaciers in lower latitudes. If solar radiation is too low, temperature conditions are favourable for glaciation, but the general atmospheric circulation is too weak, precipitation is insufficient to maintain glaciers. The greatest "glaciation potential" is connected with a medium quantity of solar radiation, the "glacigenous interval". If the climate of the atlantic period belonged to the first type and that of the sub-boreal period to the second, solar radiation must have passed the glacigenous interval at the zone transition. No Glacial Age resulted because the transition was too rapid: the formation of large glaciers is a slow process.

This is certainly too strict an application of a theory, the correctness of which has been disputed and which was, at any rate, not intended for the explanation of these phenomena, but it may serve as a warning against the tendency of many quaternary geologists to let the climate pass from one type to another without considering all the consequences.

When I prepared the lecture referred to above, I had very few observations to support my view. The most important were perhaps the — not quite convincing — observations of Grønlie (1927 and previous publ.) indicating a less demanding mollusc fauna some time during the Tapes period. Iversen (1941) later explained the curious Danish pollen diagrams that apparently pointed in the same direction and proved them to reflect, not a climatic deterioration, but the settling of the land. My own diagrams from West Norway gave no definite indications, and I had long ago abandoned my view when Mr. Sten Florin in a recent letter re-informed me about his finds in Sweden. And now the same observation can be made at Haugastøl. One single diagram, of course, is not sufficient material to support revolutionary theories, but I do not see any other way of interpreting my diagram. I have always wondered at the apparently complete recovery of the Danish forests after the "settling phase". Perhaps there is in that

country a coincidence between the settling and the climatic deterioration?

The third point to be stressed is the great part played by *Alnus* as an indicator of a more favourable climate. This is in good accordance with the finds from other parts of the Norwegian mountains, viz. the pollen diagrams from Sylene and Sikilsdalen, published by Nordhagen (1933, p. 206, 211, cp. 1943, p. 29, the great *Alnus* maximum at the bottom of the Sylene diagram must be due to local overrepresentation) and from Fongen (Mannerfelt 1940, p. 34). Many instances of *Alnus* maxima as indicators of climatic optima are known from North Sweden (Sandegren 1924, Malmström 1934, Fromm 1938, et al.), and I suppose that the great expansion of *Alnus* in North Finland during the atlantic period (Aario 1943, p. 89) may be less due to hygric than to thermic causes, even if we must not forget that *Alnus* is certainly more hygrobic in continental regions than in relatively oceanic ones.

The fourth point is a more controversial one. *Pinus*, different *Betula* types, and *Alnus incana* undoubtedly occurred in the immediate vicinity during the climatic optima of the Haugastøl bog. But what about the QM constituents, *Ulmus*, *Tilia*, *Quercus*,⁹ and in this case also *Corylus*?

The problem must be discussed separately for zone A and for the older zones. There can be no doubt that the comparatively high QM values of zone A are due to long-distance transport, which naturally plays a more important part the thinner the forest cover of the region is. As a matter of fact, the comparatively high QM values of zone A are in themselves an indicator of the lack of forest, as pointed out by Aario previously (1940, p. 85).

The case of the older zones is more difficult. The Eidestjønn diagram (Fægri 1944 a, pl. 7, cp. Lassetjern 1944 b, pl. III) shows the importance of long-distance transport even in a forested area,¹⁰

⁹ The supposed similarity between *Quercus* and *Viola* pollen has caused some investigators to consider *Quercus* in the sub-alpine diagrams dubious or to drop it altogether. The smoother and more thin-walled *Viola* grains are, however, rather easily distinguished from those of *Quercus*.

¹⁰ I therefore emphatically disagree with Erdtman's (1944) repetition of v. Post's old statement about the significance of the scattered occurrences of pollen grains of *Fagus* and *Carpinus* outside the present areas of occurrence of the two genera. A continuous curve is necessary before any conclusions can be drawn with regard to the local occurrence of wind-pollinated mega- and macro-phanerophytes.

and I do not think the comparatively small quantities of QM pollen in zones B, D, and F represent any local occurrence of the species in question: The pollen comes from the last outposts of the species further down the valley. The higher values of zones C and E indicate that these outposts have advanced further up the valley and closer to our bog, but not even the greatest maxima (4—6 ‰!) can be interpreted as evidence that any QM constituent ever grew in the neighbourhood of Haugastøl. The nearest occurrences were probably not far away, perhaps in the same places where the pine forest ends to-day, but the QM constituents hardly ever came into what is now regio sub-alpina in this part of Norway.

The bed-rock of the Hallingdal region is rather unfavourable, and the vegetation is very monotonous, *Picea* and *Pinus* being — besides *Betula* — almost the only trees in the forests. The best part of the soil — where demanding species might have existed — has been settled long ago, and our “noble deciduous trees” are therefore very scarce. According to Dahl (1908) the only occurrence of *Corylus* in the valley is at Hesla, some 60 km further E, 250 m alt. It is noteworthy that the name is derived from *hesli*, meaning a place where *Corylus* grows (Rygh and Falk 1909, p. 109). The only other place-name indicating the occurrence of any of these species is Lindelien in the lowest part of the valley, in a place where *Tilia* (“lind”) still grows (Rygh and Falk l. c., p. 71). According to information from Mr. Johs. Lid, curator of the Oslo herbarium, none of these species are known to occur in other places in Hallingdal to-day.

Nordhagen (1943, p. 27) has interpreted the Sikilsdalen pollen diagram in a different manner and supposes that the “noble deciduous trees” occurred sporadically on the warm S-exposed hill-sides during the post-glacial climatic optimum. I agree with him with regard to *Corylus*, which possesses an almost continuous curve, reaching 4 %, but I find it less probable that any of the QM constituents proper should have occurred within the Sikilsdalen basin, even in the lowest part of regio sub-alpina and in the most favourable places. The pollen diagram (l. c.) is very primitive and based upon few pollen grains per spectrum ($\pm 150?$), and the *Ulmus* and *Tilia* percentages are so small and scattered that they do not average more than a few per mille. Under those circumstances long-distance transport is a more likely explanation.

Fraxinus pollen is very scarce in the lowlands. It was not observed in any of the samples from Haugastøl.

The *Salix* curve is unexpectedly low; the maximum at 1.60 is due to macroscopic sedimentation. As there is very little *Salix* even in the topmost sample, it is not possible to draw any conclusion with regard to the former occurrence of willow copses, which are at present fairly plentiful on some of the neighbouring hill-sides. Even in the mountains *Salix* obviously belongs to the species that are under-represented in the pollen diagrams.

The quantity of herb pollen, especially that of entomophilous herbs, is also very small, and as an indicator of deforestation the herb pollen does not play the same part as it does in arctic Finland and the Alps according to Aario (1944, p. 338). Some few grains are met with in each sample. Compositae (types H and T, cp. Zander 1935) were the most frequent, among the others may be noted *Cariophyllaceae*, *Umbelliferae*, *Ranunculus*, *Valeriana*, and *Geranium*, all of them families and genera that occur in the sub-alpine forest of the region at present. Of greater interest are two pollen grains of *Succisa pratensis* from zone E (samples 1.60 and 1.80). *Succisa* is essentially a lowland plant (Nordhagen 1943, p. 59, cp. Norman 1895, p. 337) even if there are records of its occurrence up to the *Betula* limit (Dahl 1915, p. 138, Selland 1920, p. 225) and above that (Dahl 1907, p. 49, Smith 1920, p. 225, Lange 1938, p. 145). Some of these records may refer to anthropochoric dispersal, the species being an apophyte (cp. Linkola 1921, p. 439). It is not recorded by Dahl (1908) from the Haugastøl region nor from the rest of the valley. According to information from Mr. Lid the nearest present occurrences of *Succisa* in Hallingdal are — as far as we know — in Krødsherad, more than 100 km further SE.

It is also noteworthy that the species is not known from the northernmost provinces of Norway (Normann l. c., Dahl 1934, p. 400). According to Norman (l. c.) it is exclusively oceanic in the northern part of its area of distribution. Consequently its occurrence at Haugastøl during zone E gives valuable information both with regard to the thermic and hygric conditions of that zone.

In the sediments of zone G some few pollen grains of aquatic plants were observed. They all belonged to the *Sparganium* type; *Potamogeton* and the *Nymphaeaceae* were not observed. According to Samuelsson (1934, p. 44) the upper limits of the genera in the Swedish provinces of Dalarna-Jämtland are:

<i>Sparganium (hyperboreum)</i>	950 m
<i>Potamogeton (filiformis)</i>	1000 »
<i>Nuphar</i> spp.	750 »
<i>Nymphaea candida</i>	700 »

In Sikilsdalen in central Norway both *Sparganium* (*affine* and *cfr. hyperboreum*) and *Potamogeton* (*gramineus* and *alpinus*) grow at 1000 m alt. (Nordhagen 1943, p. 441), whereas *Nuphar luteum* does not occur above 900 m in East Norway (Samuelsson l. c., p. 131).

The Haugastøl region is situated so far away from all other areas in which pollen-analytical work has been carried out, and the Haugastøl diagram is so different from other, better known, diagram types that it is very difficult to date the zones. Nevertheless, the parallelization of the two optima of zones C and E with those of the Middle Swedish diagrams includes a dating, viz. to the sub-boreal, resp. the atlantic period. This dating can to a certain degree be controlled by means of the composition of the QM flora of the zones, cp. table 7. The *Quercus* dominance of zone A and the *Corylus* dominance of zone F are statistically significant ($P < 0.001$ in both cases). This *Corylus* dominance can be interpreted as the representation of the boreal *Corylus* maximum in the lowlands (zone VIII in the Jæren diagram, Fægi 1940).

Table 7.

The distribution of QM constituents, average numbers, per mille.

Zone:	A	B	C	D	E	F	G
<i>Ulmus</i>	0.3	0.3	4.5	1.3	2.2	0.5	0.3
<i>Tilia</i>	2.1	3.0	2.5	1.3	2.0	0.0	0.3
<i>Quercus</i>	4.4	0.7	5.0	2.3	1.8	2.0	0.8
QM-total	6.8	4.0	12.0	4.9	6.0	2.5	1.4
<i>Corylus</i>	1.0	0.5	1.0	3.3	3.3	4.5	1.8

In zone E *Corylus* and the individual QM constituents are equally frequent, whereas *Corylus* is lower than the others in zone C (it must be admitted, though, that the statistical significance of the QM dominance is very low: $P \sim 0.1$). This is in good accordance with the pollen-analytical character of the atlantic and the sub-boreal periods

as they are known, e. g. from West Norway. A more detailed discussion is hardly profitable at the present stage of our knowledge — especially as we know practically nothing about the vegetational development in East Norway — but the above points in the same direction as the parallelization with the Middle Swedish optima: Zones C and E represent the sub-boreal and atlantic periods, zone F the high boreal, and G most probably the early boreal. Zone A is the sub-atlantic, and B is most probably the late sub-boreal.

The dating of the other sub-alpine diagrams from Norway must perhaps be revised in view of these results. However, the important part is the *Alnus* curve. Unless it is calculated in per mille on the basis of a very great number of AP, the *Alnus* maxima are lost in the statistical errors, and unless the curve is drawn in a per mille scale, the maxima are lost graphically. It is therefore impossible to make any definite statements on the real significance of the post-glacial *Alnus* maxima of the sub-alpine diagrams mentioned above. This is deplorable, especially in the case of the Fongen diagram (Mannerfelt l. c.), as an exact dating would answer the important question whether the young, local moraines in our mountains may have been formed during the relatively unfavourable period D.

It is noteworthy that *Alnus* occurred during zones F and G, *A. glutinosa* did not assert itself in the diagrams from West Norway until the beginning of the atlantic period, but its occurrence during the boreal is proved by the diagrams from Randaberg (Fægri 1940, p. 90) and by some of the diagrams from Bømlo (Fægri 1944 a). *A. incana* most probably immigrated along another route, cp. the early occurrence of that species in Finland (e. g. Hyyppä 1937), and came to the country as early as, or perhaps even earlier, than, *A. glutinosa*.

SUMMARY

1. Deposits from a small bog near Haugastøl were investigated pollen-analytically.

2. The decisive curves of *Alnus*, QM, etc. are so low that more than 1000 AP had to be counted per spectrum to give significant results.

3. *Betula* analysis was carried out, its statistical errors were discussed.

4. The methods of analysis of variance have been applied to the material (tabs. 3, 5, 6, etc.).

5. There are two climatic optima, one atlantic, and one sub-boreal, separated by a less favourable period.

6. The pine forest disappeared from the region after zone B (the sub-boreal period?).

7. *Betula tortuosa* and (later) *B. nana* spread during the last part of zone B and zone A (the sub-atlantic period?).

8. In the sub-alpine region the *Alnus (incana)* curve is the most important indicator of favourable climatic conditions.

9. *Empetrum hermaphroditum* dominated among the *Ericales* pollen through the entire series.

10. Whereas pollen grains that have been boiled for two hours with 10 % KOH are of the same size as fossil grains (after KOH treatment of the deposit), such recent grains as have been subject to acetolysis are in some cases bigger. Statistical diagnoses based upon acetolysed material is of less values.

REFERENCES

- Aario, L., 1940. Waldgrenzen und subrezentent Pollenspektren in Petsamo Lapp-land. — Ann. acad. scient. fennicæ. A. 54. 8.
- 1941. Die größenstatistische Analyse der Betulapollen in Torfproben. — Geol. Rundschau. 32, 612.
- 1943. Über die Wald- und Klimaentwicklung an der lappländischen Eismeerküste in Petsamo. — Ann. bot. soc. zool.-bot. fennicæ, Vanamo. 19. 1.
- 1944. Über die pollenanalytischen Methoden zur Untersuchung von Waldgrenzen. — Geol. för. Stockholm förhandl. 66, 337.
- Arwidsson, T., 1943. Studien über die Gefäßpflanzen in den Hochgebirgen der Pite Lappmark. — Acta phytogeogr. suecica. 17.
- Bonnier, G. och O. Tedin, 1940. Biologisk variationsanalys. — Stockholm (Bonnier).
- Dahl, O., 1907. Botaniske undersøgelser i indre Ryfylke II. — Christiania vidensk.-selsk. forhandl. 1907. 4.
- 1908. Botaniske undersøgelser fornemmelig i Hallingdal. — Ibid. 1908. 4.
- 1915. Botaniske undersøkelser i Helgeland II. — Vidensk.-selsk. skr. I. Mat.-naturv. kl. 1914. 4.
- 1934. Floraen i Finnmark fylke. — Nyt mag. f. naturv. 69, 1.
- Du Rietz, G. E., 1931. Studier över vinddriften på snöfält i de skandinaviska fjällen. — Bot. notiser 1931, 31.

- Erdtman, G., 1934. Über de Verwendung von Essigsäureanhydrid bei Pollenuntersuchungen. — *Svensk bot. tidskr.* 28, 354.
- 1936. New methods in pollen analysis. — *Ibid.* 30, 154.
- 1938. Pollenanalys och pollenmorfologi. — *Ibid.* 32, 130.
- 1944. Botanisk pollenanalys. — *Geol. för. Stockholm förhandl.* 66, 411.
- and H. Erdtman, 1933. The improvement of pollen-analysis technique. — *Svensk bot. tidskr.* 27, 347.
- Florin, S., 1939. Diskussionsinlägg. — *Geol. för. Stockholm förhandl.* 61, 236.
- 1944. Havstrandens förskjutningar och bebyggelseutvecklingen i östra Mellansverige under senkvartär tid. — *Ibid.* 66, 551.
- Fromm, E., 1938. Geochronologisch datierte Pollendiagramme und Diatomeenanalysen aus Ängermanland. — *Ibid.* 60, 365.
- Fægri, K., 1940. Quartärgeologiske Untersuchungen im westlichen Norwegen II. Zur spätquartären Geschichte Jærens. — *Bergens mus. årb.* 1939—40. *Naturv. rk.* 7.
- 1944 a. Studies on the Pleistocene of Western Norway III. Bømlo. — *Ibid.* 1943. 8.
- 1944 b. On the introduction of agriculture in south-western Norway. — *Geol. för. Stockholm Förhandl.* 66, 449.
- Godwin, H., 1938. "Data for the study of post-glacial history". — *New phytol.* 37, 329.
- Grønlie, O. T., 1927. Quaternary geology. In Soot-Ryen, T. and Grønlie: The Folden Fiord. — *Tromsø mus. skr.* 1. 2.
- Heintze, A., 1914. Iakttagelser öfver chionochor fröspridning. — *Bot. notiser* 1914, 193.
- Hyypä, E., 1937. Post-glacial changes of shore-line in South Finland. — *Bull. comm. géol. Finlande.* 120.
- Iversen, J., 1941. Landnam i Danmarks Stenalder. — *Danmarks geol. Unders.* 2. *Rk.* 66.
- Lange, T., 1938. Jämtlands kärlväxtflora. — *Acta bot. fennica.* 21.
- Linkola, K., 1921. Studien über den Einfluß der Kultur auf die Flora in den Gegenden nördlich vom Ladogasee. II. — *Acta soc. faun. et flor. fennica.* 45. 2.
- Malmström, C., 1934. Almen på sin nordligaste fyndort i Sverige, Sikkissjöberget i Åsele lappmark. — *Medd. statens skogsförsöksanst.* 32, 111.
- Mannerfelt, C., 1940. Glacial-morfologiska studier i norska högfjäll. — *Norsk geogr. tidsskr.* 8, 9.
- Nordhagen, R., 1933. De senkvartære klimavekslinger i Nordeuropa og deres betydning for kulturforskningen. — *Inst. f. sammenlign. kulturforsk.* A. 12.
- 1943. Sikilsdalen og Norges fjellbeiter. — *Bergens mus. skrifter.* 22.
- Norman, J. M., 1895. Norges arktiske flora II, 1. — *Kristiania (Aschehoug).*
- Overbeck, F., 1934. Zur Kenntnis der Pollen mittel- und nordeuropäischer Ericales. — *Beih. Bot. Centralbl.* II. 51, 566.
- Pätau, K., 1943 a. Eine neue χ^2 -Tafel. — *Zeitschr. f. ind. Abst. u. Vererbungslehre.* 80 (1942), 558.

- 1943 b. Zur statistischen Beurteilung von Messungsreihen. — Biol. Zentralbl. 63, 152.
- Rygh, O. og H. Falk, 1909. Norske gaardnavne. Buskerud amt. — Kristiania (Fabritius).
- Samuelsson, G., 1934. Die Verbreitung der höheren Wasserpflanzen in Nord-europa. — Acta phytogeogr. suecica. 6.
- Sandegren, R., 1924. Ragundatraktens postglaciala utvecklingshistoria enligt den subfossila florans vittnesbörd. — Sveriges geol. unders. Ca. 12.
- Selland, S. K., 1920. Hardangerområdet flora. — Bergens mus. aarbok 1919—20. Naturv. rk. 10.
- Simpson, G. C. 1929. Past climates. — London (British science guild).
- Smith, H., 1920. Vegetationen och dess utvecklingshistoria i det centralsvenska högfjällsområdet. — Akad. avhandl., Uppsala.
- Ve, S., 1940. Il Skog og treslag i Indre Sogn frå Lærdal til Filefjell. — Medd. Vestlandets forstl. forsøksst. 23.
- Zander, E., 1935. Pollengestaltung und Herkunftbestimmung bei Blütenhonig I. — Berlin (Reichsfachgruppe Imker).
-

Haugastøl.

Signatures

Arboreal pollen:

- AP – original value in re-calculated spectra
- | | | | |
|---|------------------------------------|---|-------------|
|  | Picea |  | Pinus |
|  | Alnus |  | Betula |
|  | Quercetum mixtum
incl. Corylus |  | Salix |
|  | Alnus + Quercetum mixtum + Corylus | | |
|  | B. verrucosa |  | B. tortuosa |
|  | B. pubescens |  | B. nana |
- excl. B. nana in total diagram

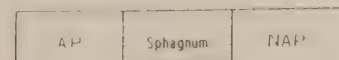
Non-arboreal pollen:

-  Σ NAP - original value in re-calculated spectra.
 Σ NAP in AP diagram
 *Betula nana* in total diagram
 Gramineae  Cyperaceae
 Ericaceae

Other signatures:

- Sphagnum

Total diagram



Moraine



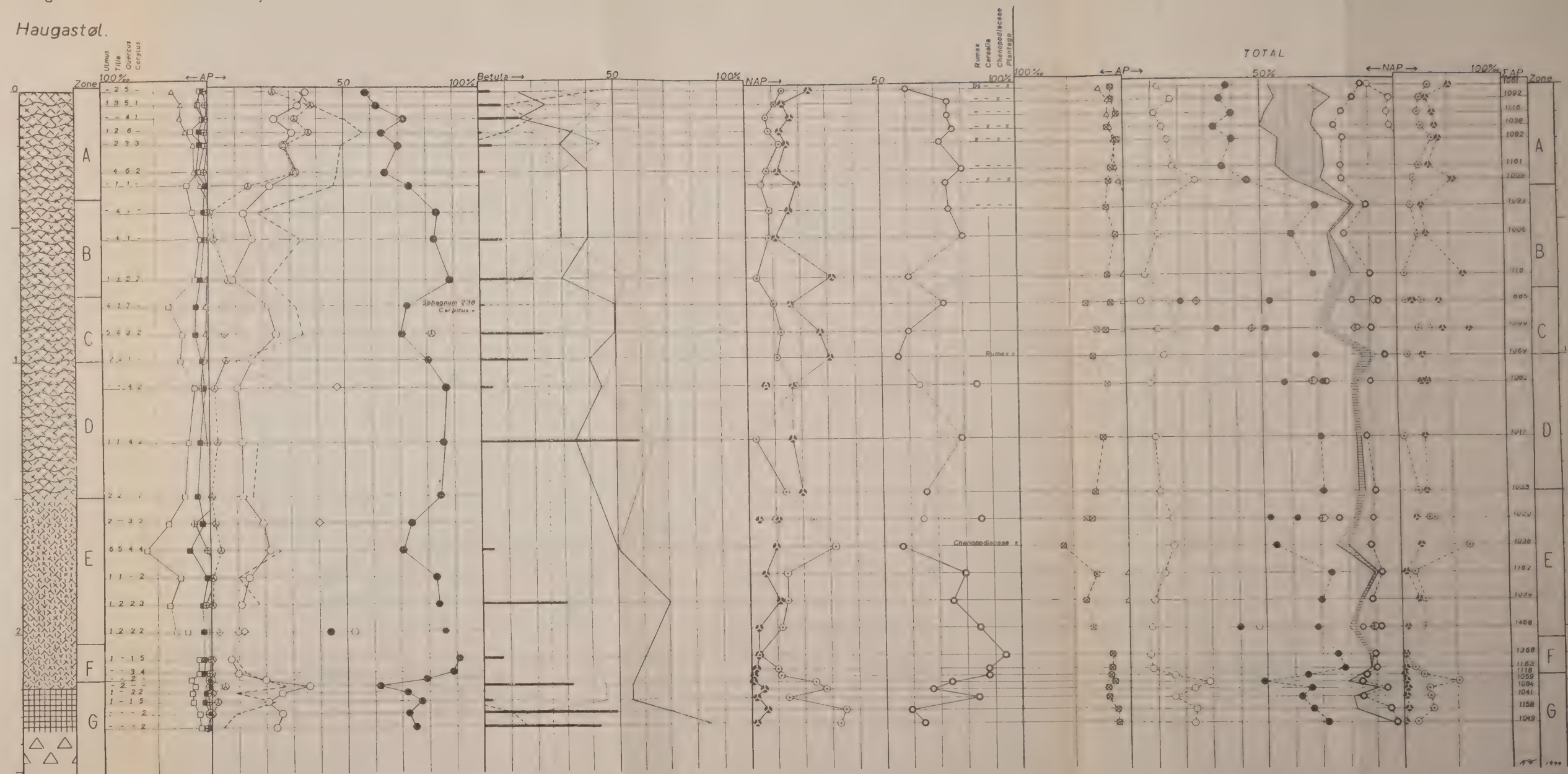
Alga mud



Drepanocledus



Sphagnum mud



Ms. mottatt 10. mars 1945.

SPALTEGANGER I SØR-VARANGER

AV

SVEN FØYN

Med 4 fig. i teksten. Engl. Summary.

Berggrunnen ved kysten av Sør-Varanger, Petsamo og Murmansk er gjennomskåret av mørke spalteganger. Fig. 1 viser disse gangene innen kartbladet Neiden i Sør-Varanger. Gangene følger der i utpreget grad — om enn med unntak i detaljene — to hovedretninger, noenlunde diagonalt i kartbladet. En tredje retning, N 80 V, gjør seg også gjeldende, men i meget mindre grad. Gangene skjærer i alminnelighet vertikalt eller meget steilt gjennom berggrunnen, i de fleste tilfelle steilere enn på fotografiet fig. 2. Yngre enn gangene er tektoniske linjer, langs hvilke det i flere tilfelle er påvist horisontalforskyvinger.

Jeg skal her gi en ganske kortfattet oversikt over den berggrunn som gangene skjærer igjennom, og over Petsamontunturitformasjonen. Videre skal jeg beskrive noen av de bergarter som gangene består av. Det er imidlertid ikke meningen med denne lille avhandlingen å gi en uttømmende petrologisk beskrivelse av gangbergartene. Hensikten er å vise det interessante kartbillede som gangene gir og gjøre oppmerksom på det tektoniske problem som disse spalteretningene og de yngre tektoniske linjer representerer.

Berggrunnen som gangene skjærer gjennom.

Gangene innen kartbladet Neiden skjærer gjennom et kompleks av gneisbergarter av prekambrisk alder. Den sannsynlige aldersfølge ved dannelsen av dette kompleks er, idet vi begynner med de eldste ledd:

1. Granitgneis, glimmergneis, amfibolitgneis, amfibolit. Innbyrdes aldersforhold helt ukjent. Strøkretning gjennomsnittlig N 40 V.
2. Granitisering (hvit granit).
3. Sør-Varanger malmførende formasjon (sedimentær). Strøkretning N 40 V. Øyegranitgneis. Strøk noenlunde parallell grensen

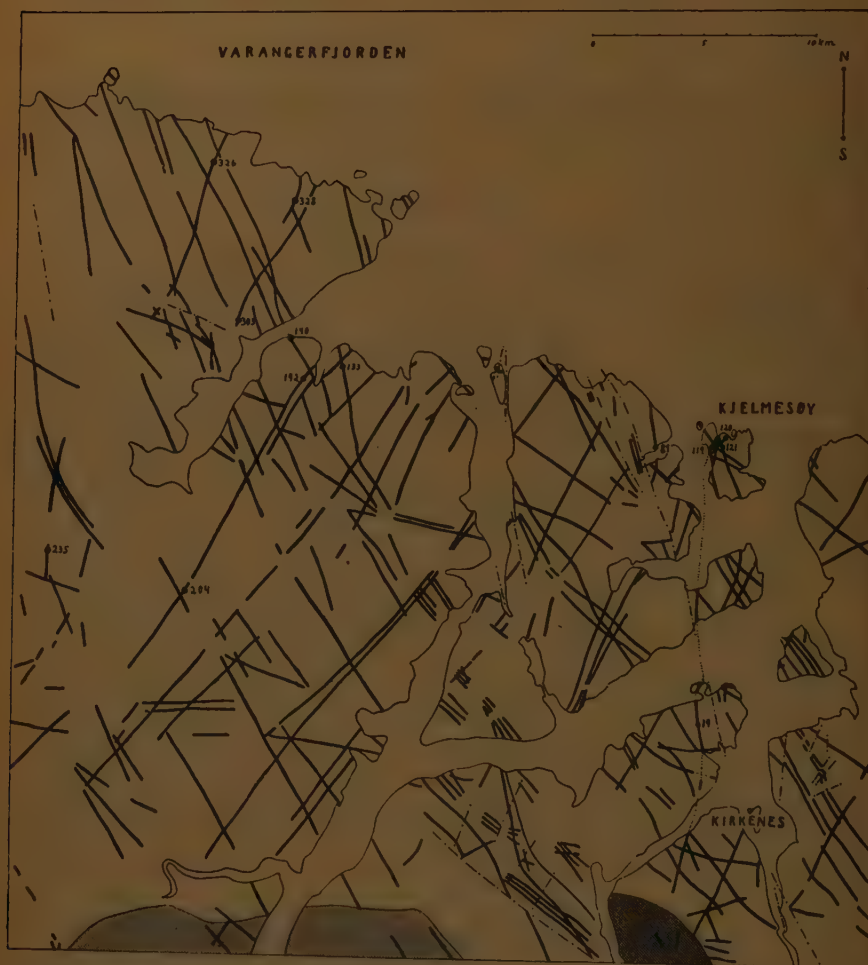


Fig. 1. Kartbladet Neiden (Æ 5) og litt av kartbladet Vadsø (Æ 4) (en ca. 10 km lang og 2 km bred kyststripe øverst til venstre). Midtpunktet av Neidenbladet har koordinatene 69° 50' n. b., 19° ø. Oslo. Tykke linjer: spaltegangene. Tynne, brutte linjer med prikker mellom: yngre tektoniske linjer. Ganske lyst raster i sydvest: øyegranitgneis. Mørkere raster i sydøst: Sør-Varanger malmførende formasjon. For øvrig forskjellige gneisbergarter. Tallene er nummer på den steinprøve som er tatt på vedkommende sted.



Fig. 2. Gang som skjærer gjennom gneis. Mektighet ca. 15 m. Retningen N 80 V, fall mot nord. Lokalitet omtrent midt på kartet fig. 1.

mot granitgneisen. Aldersforholdet mellom den malmførende formasjon og øyegranitgneisen er helt ukjent.

4. En del amfibolitganger(?).
5. Granitisering (rød granit).

Til samme gneiskompleks hører en suprakrustal avdeling av hornblendeskifer og glimmerskifer, til dels granatførende. Den forekommer vesentlig ved den nordlige del av Vaggetemsjøen i Øvre Pasvik. Innen kartbladet Neiden finnes den ikke. Dens alder innen gneiskomplekset er ukjent.

Når det senere i denne avhandling brukes ordet gneis, menes i det hele tatt bergarter som hører til gneiskomplekset.

Petsamontunturitformasjonen.

Yngre enn gneisen er Petsamontunturitformasjonen. Den består mest av effusiver (grønnsteiner), en liten prosent sedimenter og en liten prosent ultrabasiske intrusiver (serpentiniserte peridotiter) som fører nikkelmagnetkis. (H. Hausen, 1926, E. Wegman, 1928.) Meste-

parten av formasjonen finnes i Petsamo, en liten del kommer inn i Sør-Varanger. Den finnes ikke innenfor Neidenbladet. Den har imidlertid en viss interesse ved behandlingen av de basiske spaltegangene, fordi den mulighet ligger nær at iallfall en del av gangene kan høre til samme erupsjonsperiode som den. Man vet at en gang skjærer gjennom Næverskrukkonglomeratet, som anses for å være et slags basalkonglomerat i Petsamontunturitformasjonen (H. Hausen, 1926; J. J. Sederholm, nov.—des. 1930). Om alderen har det vært noen tvil. Hausen anser dens sedimenter for samtidige med Fiskerhalvøyas bergarter, altså eokambrisk. Sederholm (aug. 1930, s. 41) mener at den er av ung prekambrisk alder, eldre enn Fiskerhalvøyas bergarter.

Spaltegangenes petrografi.

Alle de gangene som er tatt med på kartet og som beskrives her er yngre en gneisen. (I ett tilfelle er jeg i tvil om gangen er eldre enn den røde granitisering, det gjelder en gang vest for Kjelmesøy, representert ved steinprøve Æ 5, 81.) Blant gangene finnes en rekke typer, hvis utseende er forskjellige i kornstørrelse, fargenyanser og struktur.

I alminnelighet er gangene middelskornet til finkornet. Kornstørrelser på 1—2—3 mm i lengde er de vanligste. Stort sett har en mektig gang grovere korn enn en tynn gang, men denne regel er ikke almenyldig. Gangene har alltid finkornet til tett randfacies. Hvor ikke gangene har vært utsatt for tektoniske bevegelser, er størkningsstrukturen klar.

Fargen på friskt brudd er fra svart til grå i forskjellige nyanser. Ofte kan de ha et stikk i grønt, undersøkelse i tynnslip viser at det mørke hovedmineral da er hornblende. Da stort sett halvparten av mineralene er mørke og den annen halvpart vesentlig består av plagioklas, blir det ellers plagioklasens farge som bestemmer hvor lys eller mørk bergarten er. Mørk feltspat gir ensfarget mørk bergart, lys feltspat gir grå eller »spraglet« bergart. Spraglet blir bergarten når de enkelte feltspatkorn er store nok til å gjøre seg gjeldende makroskopisk, eller når de makroskopisk synlige lyse korn er aggregater av feltspatindivider. Fargen på forvitret overflate svarer gjerne til fargen på friskt brudd. Enkelte ganger har dog et brunrødt rustbelegg på forvitret overflate.

Strukturen er i de fleste tilfelle diabasenes vanlige ofitiske. Det kan til dels også ses makroskopisk, og bergarten har da forholdsvis glatt brudd. I noen tilfelle er bruddet mer knudret, det virker som kornene er ekvidimensjonale. Undersøkelse i tynnslip viser at det holder stikk. Det gjelder noen typer med mørk feltspat. I andre tilfelle kan bergarten ha noe gneisaktig eller skifrig struktur. Iallfall hvor dette er utpreget, skyldes det lokalt press på grunn av yngre tektoniske rørelser.

Ved gjennomgåelse av de ca. 100 steinprøver, hvorav de aller fleste fra forskjellige ganger, viser det seg at de fleste kan henføres etter sitt utseende til to grupper, representert ved steinprøvene Æ 5, 140 og Æ 5, 120. Innenfor disse grupper er det mange varianter i utseende, og det finnes bergarter som synes å være overgangsledd mellom de to gruppene. Helt avvikende er noen få svarte ganger med påfallende rik vegetasjon. Disse gangene er representert ved Æ 5, 326. Også avvikende er en utpreget spraglet, temmelig grov bergart, Æ 5, 204.

Undersøkelse i tynnslip viser at disse fire steinprøver har hvert sitt karakteristiske mineralinnhold. Inndelingen av alle gangene i tilsvarende fire hovedgrupper må imidlertid betraktes som temmelig grov. De karakteristiske hovedmineraler er:

Gruppe I: Æ 5, 140. Plagioklas, pyroksen.

» II: Æ 5, 120. Plagioklas, grønn hornblende, en del kvarts.

» III: Æ 5, 326. Plagioklas, pyroksen, olivin. Forholdsvis apatitrik.

» IV: Æ 5, 204. Sur plagioklas, grønn hornblende, kvarts.

Jeg skal beskrive disse fire hovedtyper og noen få varianter. Mineralinnholdet er bestemt ved tynnslip. Alkalifeltspat er overhode ikke iaktatt, feltspaten er alltid plagioklas. Dens sammensetning er bestemt ved utslukningsvinkler, hvor det har vært mulig å finne brukbare snitt i vedkommende tynnslip. I noen tilfelle har jeg måttet nøye meg med et mer omtrentlig resultat ved å sammenholde lysbrytningens størrelse og den optiske karakter. Det er da spesielt anført. Plagioklasen er sonarbygget. I de tre førstnevnte typer har kjernen en sammensetning mellom 40 og 60 An (indre kjerne mest omkring 55 An), randen omkring 30 An, mens Æ 5, 204 har sammensetningen: kjerne 15—20 An, rand 8 An. Pyroksen er diopsidisk idet $+2V$ nær 60° , iallfall større enn 50° . Med jernerts menes alltid magnetit

eller ilmenit. I de fleste steinprøvene kan man imidlertid med lupe se enkelte små korn av svovelkis som ligger så spredt at de bare tilfeldigvis kommer med i tynnslipet.

Numrene på kartet fig. 1 viser hvor steinprøvene er tatt. Også gangens lengdeutstrekning og retning framgår da av kartet, og blir derfor ikke angitt i teksten.

Gruppe I. *Æ 5, 140*. Gangens mektighet er 70 m. Farge mørk grå. Lyse grå og mørke korn i omtrent like stor mengde, de mørke kanskje noe i overvekt. Med lupe kan de lyse grå korn erkjennes som individer av plagioklas (spalteflater med tvillingstriper). Enkelte av plagioklaskornene kan ha en lengde på opptil 3 mm, kornstørrelsen er dog mest ca. 1 mm. Ofitisk struktur.

U. M. Hovedmineraler plagioklas og pyroksen, med henimot 50 % hver. I små mengder opptrer hornblende, jernerts, biotit, kvarts og ubetydelig kis og apatit. *Plagioklasen* er svakt brunlig pigmentert, men oftest frisk for øvrig. Listeformete individer, sonarbygget, karlsbad-, albit- og en del periklintvillinger. Sammensetning: kjerne labrador, ca. 55 An, rand andesin, ca. 35 An. *Pyroksen* er svakt rødlig, men uten synlig pleokroisme. Krystallbegrensning ses bare av og til, kornene består oftest av samlinger av enkeltindivider. Tvillinger med skarp rettlinjet grense er alminnelige. Velutviklete spalteriss. Oftest frisk, bare en mindre del er gått over til hornblende. $+2V$ ca. 60° . altså diopsidisk sammensetning. *Hornblenden* er sekundær, etter pyroksen. Pleokr. γ blågrønn, β grønn, α grønnlig gul. *Jernerts* er sannsynligvis ilmenit, idet man som forvittringsprodukt ser små korn med høy lys- og dobbeltbrytning (leukoxen). Av *kvarts* ser det ut som iallfall enkelte korn kunne være primære. *Biotiten* finnes i meget små mengder og alltid knyttet til jernerts. Pleokr. γ dypt brun, α gul.

Bergarten er altså en ekte diabas.

Æ 5, 133. Mektighet 40 m. Makroskopisk og under lupe lik foregående, dog forholdsvis litt mer mørke mineraler.

U. M. Samme slags primære mineraler som foregående, men *pyroksen* er i langt høyere grad omdannet. En del pyroksen er dog i behold. Utseende og sammensetning som foregående. *Plagioklasen* er frisk. Utseende og sammensetning som foregående. *Hornblenden* er til dels større individer som noenlunde fyller den opprinnelige pyroksen, dels er det små korn som danner en fibrøs masse. Pleokr.

γ blågrønn, β gressgrønn, α lys grønnlig gul. *Jernertsen* har korona som også består av små hornblendelister av samme farge. *Biotit*, γ dypt brun, α gul, finnes dels i nærheten av *jernerts*, dels er den også omdannelsesprodukt av pyroksen. Videre har dette preparat litt *kalkspat*. 'Av *apatit* er der noe mer enn i foregående.

Bergarten må regnes som ekte diabas, men den er altså et skritt mer omdannet enn foregående. Jeg regner den helt med til type $\text{Æ } 5, 140$, og ikke som noen variant.

$\text{Æ } 5, 19$ (og 119) er derimot en variant. Den er på friskt brudd lysere enn foregående, og overflaten har en karakteristisk rødbrun forvittringshud på 1 mm tykkelse. Kornstørrelse ca. 1 mm. Ofitisk struktur. Mektighet 25—30 m. Dens egenartete utseende gjør at den kan følges tvers over fjordene, fra vest for Kirkenes til Kjølmesøy. På Kjølmesøy skjærer den gjennom — er altså yngre enn — en gang ($\text{Æ } 5, 122$) av typen $\text{Æ } 5, 120$.

Til tross for sin avvikende farge viser den seg U. M. å ha et mineralinnhold svært lik $\text{Æ } 5, 140$. Mineralene er meget friske. *Plagioklasen* har sammensetning: kjerne labrador, opp til 60 An, rand andesin 30 An. *Pyroksen* er oftest uten krystallbegrensning, dog ses enkelte korn med noenlunde velutviklede flater. 2 V muligens noe mindre enn de foregående, dog minst 50° . *Jernertsen* er sannsynligvis magnetit, å dømme etter en del kvadratiske tverrsnitt. Foruten ubetydelige mengder brun biotit og grønn hornblende opptrer muligens også litt grønn klorit, alle tre sekundært etter pyroksen. Kvarts er ikke observert.

Altså en typisk diabas. Fargen er karakteristisk for nettopp denne ene gangen.

$\text{Æ } 5, 235$ er en mer avvikende variant, både i farge, struktur og utseende i tynnslip. Gangens mektighet 40 m. Middelskornet, størrelsen av de primære korn 2 à 3 mm. Knudret brudd. Fargen mørk grå, ensfarget.

U. M. faller store individer av brun hornblende straks i øynene, dernest ser man at både plagioklas og pyroksen er sterkt korrodert fra randen av — oppspist av en fargeløs eller grønn fibrøs masse av reaksjonsprodukter. Restene av *plagioklasen* er temmelig frisk, dog kan sprekker være fylt med de samme reaksjonsprodukter. Den har imidlertid en tydelig brunlig pigmentering, det står nok i sammenheng med den mørke farge den har makroskopisk. Sonarbygget. Karlsbad-, albit- og periklintvillinger. Sammensetning: kjerne 60 An. Restene

av *pyroksen* er også i seg selv nokså friske. Svakt rødlig farge. Opt. pos., stor aksevinkel, altså diopsidisk sammensetning. Den er omgitt av flammet korona av fibrøst mineral med skjev utslukning og middels dobbeltbrytning, det er fargeløst eller grønnlig, sannsynligvis hornblende. Dessuten ses en del klorit. Disse reaksjonsprodukter har dels spist seg utover i den tilstøtende plagioklas, dels har de spist seg bakover i pyroksen. Den *brune hornblende* viser seg ved nærmere undersøkelse også å være sekundær etter pyroksen, men der er pyroksen helt eller delvis gått over til et enkelt individ av hornblende. Denne brune hornblende inneholder adskillig utskilt svart rusk, og viser en begynnende overgang til grønn hornblende med samme orientering, overgangen skjer gjennom et fargeløst mellomtrinn. Den brune hornblende er altså tydelig nok eldre enn den grønne. Små flak av *biotit* er tydelig sekundær. Den er påfallende lys med γ lys brungul, α fargeløs. *Jernerts* er sannsynligvis magnetit. Videre finnes litt *apatit*.

Feltspatindividenes orientering antyder at strukturen vilde vært ofitisk ved primært mineralinnhold. Slik som den nå er, kan den ikke kalles ofitisk.

Den brune hornblende må vel være dannet temmelig tidlig, om den enn er sekundær. Det er sannsynligvis mest naturlig å kalle bergarten spessartit. Den avviker så sterkt fra Æ 5, 140 at det blir en skjønnsak om den skal regnes som variant eller som representant for en ny hovedgruppe. Den representerer en del ganger, men ikke mange.

Gruppe II. Æ 5, 120. Mektighet 60 m. Middelskornet, »spraglet» bergart, med mørke og hvite korn. De mørke korn har et stikk i grønt, det antydes derved allerede makroskopisk at det mørke hovedmineral er hornblende. Med lupe kan man av og til se plagioklasens spalteflater i de lyse korn, men i de fleste tilfelle er bruddet glassaktig i de lyse korn. Enkelte spredte korn av kis ses.

U. M. Hovedminerale plagioklas og hornblende i noenlunde like stor mengde. I mindre mengder kvarts, rester av jernerts med leukoxen og biotit, apatit. *Plagioklasen* er listeformet, sonarbygget, med albit- og periklinlameller. Kjernen er serisitisert, randen korrodert. Kornstørrelse 1 à 2 mm. Mellom plagioklaskornene ofte en finkornet masse av nydannet plagioklas og kvarts. Plagioklasens sammensetning: indre kjerne labrador, 55 An, ytre kjerne andesin, 45 An, ytterste rand oligoklas 25 An. *Hornblenden* pleokr. γ blågrønn, β gressgrønn, α gul.

$c : \gamma = 25^\circ$. Mest som finkornet fibrøs masse som tilsammen danner noenlunde ekvidimensjonale korn, åpenbart sekundær etter pyroksen. Ofte består randen av disse korn av hornblende med ens utslukning, mens det indre er fylt med fibrøs hornblende orientert i alle retninger. Dessuten synes den å ha trengt større plass enn den opprinnelige pyroksen, idet den har ett seg inn i plagioklasen. Hornblendens størrelse er fra bitte små korn opp til omtrent 1 mm. Hornblenden inneholder ganske små tallrike korn av kvarts. *Kvartsen* er sekundær, eller iallfall et sent utskilt mineral. Kornstørrelsen kan være opp til 0,2 mm. *Jernertsen* finnes bare som skjelettaktige rester, sammen med *leukoxen* og brun *biotit*. *Apatit* i temmelig tallrike tynne nåler.

Plagioklaslistenes orientering antyder en primært ofitisk struktur, som nå gjør seg lite gjeldende på grunn av hornblendens angrep på plagioklaskornene. Enslige individer blir temmelig sterkt undertrykt, derved framheves kontrasten mellom primære aggregater av feltspat og felter av hornblende, slik at kornstørrelsen makroskopisk synes større enn den virkelig er.

Bergarten er utvilsomt en opprinnelig diabas, og kan godt være det annet ytterledd i en rekke som har *Æ 5, 140* som utgangspunkt. Etter mineralinnholdet er det nå en kvartsførende spessartit.

Æ 5, 121 er en finkornet variant som makroskopisk virker noe mørkere, men U. M. har samme utseende og mineralinnhold som foregåendes. Plagioklasens kornstørrelse mest $\frac{3}{4}$ mm, de største korn 1,5 mm. Gangens mektighet 20 m.

Gruppe III. *Æ 5, 326*. Mektighet 10—15 m, gangen deler seg enkelte steder, retningen noe uregelmessig. Gjennomsnittlig kornstørrelse 1 mm. *Æ 5, 328* samme bergart. Mektighet 25 m, gjennomsnittlig kornstørrelse 1,5 mm. Den videre beskrivelse gjelder begge. Bergarten er ensfarget svart, både på friskt brudd og på forvitret overflate, som er noe knudret og har rustflekker. Karakteristisk for begge gangene er den påfallende rike vegetasjon, gangene skiller seg derfor skarpt fra omgivelsene og fra andre ganger.

U. M. Hovdminerale plagioklas, pyroksen og olivin, mengdeforholdet er anslagsvis 40, 30 og 30 prosent. Videre ses jernerts, brun hornblende, brun biotit og noen finkornete fibrøse mineraler. *Plagioklasen* er svakt rødlig brun (svart makroskopisk). Den har ikke den listeform som er så vanlig i diabasene, men ses som store, uregelmessige korn (opp til 3 mm) som inneslutter pyroksen og olivin.

Strukturen er derfor ikke den vanlige ofitiske. Den synes også å være yngre enn den brune hornblende. Plagioklasen har albit- og periklinlameller, men de er gjerne litt uregelmessige, med x Nic. får plag. et flammert og flekket utseende. Lysbryting alltid høyere enn C. B., så det er ikke albit eller alkalifeltspat til stede. Ingen gode snitt til bestemmelse av sammensetningen, men høy lysbryting og opt. pos. karakt. gir iallfall at kjernens anortitgehalt må ligge mellom 40 og 65. *Pyroksen* i alm. idiomorft begrenset, frisk, klar, nesten fargeløs, sonarbygget. $+2V$ litt under 60° , altså diopsidisk sammensetning. Aksedisp. $r > v$. Gode spalteriss, tvillinger etter 010. *Olivin* i korn med uregelmessig begrensnings. Grålig pigmentert, dessuten svarte, uregelmessige spalteriss. Ganske svak pleokroisme α grå, γ litt lysere rødlig grå. Optisk såvidt negativ, nesten nøytral. Sammensetningen blir da 15 % eller noe mer av fayalitmolekylet. *Jernerts*, sannsynligvis magnetit, å dømme etter rettvinklet begrensnings. *Hornblende*, pleokr. γ og β brun, α gul. $c : \gamma = 17^\circ$. Den er sekundær etter pyroksen, dog ses noen få individer med idiomorf begrensnings og hornblendens prismeinkel og spalteriss (124°), de virker primært dannete. Litt *biotit*, sekundær etter pyroksen. γ brun, α lys gul. *Apatit* forekommer temmelig rikelig, i lange nåler, særlig gjør den seg gjeldende i den grovkornete type, de kan være opp til 1,5 mm lange og 0,15 mm tykke.

Den grovkornete type $\text{Æ } 5, 128$ er noe mer omdannet enn $\text{Æ } 5, 126$, spesielt opptrer den brune hornblende i større mengde, og pyroksen og olivin har i mange tilfelle en korona der hvor de støter til plagioklas. Koronaen omkring olivin er innerst fargeløs, består av et fibrøst mineral med middels interferensfarger — sannsynligvis et serpentin- eller talkmineral —, dernest en sone med blågrønt, nåleformet mineral med skjev utslukning og middel interferensfarger — hornblende, ytterst et fibrøst grønt mineralaggregat med lave interferensfarger — klorit. Pyroksen kan også ha korona, men den indre sone mangler da.

$\text{Æ } 5, 303$ er ikke fullt så mørk i fargen, men bergarten likner for øvrig de to foregående. Gangens mektighet 10—15 m, den er uregelmessig, deler seg enkelte steder, er råtten i overflaten.

U. M. ses rester av pyroksen, brun hornblende og plagioklas. Disse rester ser fullstendig ut som de tilsvarende mineraler i $\text{Æ } 5, 126$ og 128 . Som sekundært mineral opptrer hornblende, dels grønn, dels fargeløs. Videre opptrer et fargeløst fibrøst mineral, talk eller serisit. I mange tilfelle ses i den forvirrete fibrøse masse koronaer omkring

tidligere mineraler som nå er gått helt over til fibrøs fargeløs masse. Videre ses apatit.

Olivinnholdet i Æ 5, 126 og 128 er større enn i en olivindiabas. I sammensetning svarer de nærmest til lavabergarten oceanit (A. Lacroix, 1923). Sannsynligvis er Æ 5, 303 en variant hvor olivinen er fullstendig omdannet.

Foruten disse tre ganger finnes det også noen korte stubber av ganger og noen »propper« av klebersteinsliknende bergart. U. M. Olivin som er mer eller mindre dekomponert i serpentin og jernerts, eller, hvis det ikke finnes olivin, en forvirret masse av sekundære mineraler. I en av bergartene ses små rester av pyroksen. Glimmer, meget lys, med α fargeløs, og hornblende, også meget svakt farget, med iallfall α fargeløs, er karakteristiske mineraler.

Et felles trekk er altså stor olivinrikdom eller sekundære produkter sannsynligvis etter olivin. Det kan muligens bety også fellesskap i genetisk henseende.

Gruppe IV. Æ 5, 204. Gangens mektighet 30 m. »Spraglet«, tilsynelatende temmelig grovkornet bergart. Det ses straks at de mørke korn er svart hornblende. Til tross for at strukturen er masseformet gir bergarten et inntrykk av å være mer eller mindre omkrystallisert.

U. M. Hovedmineraler plagioklas og hornblende; underordnet, men dog rikelig er kvarts og biotit, videre ses zoisit-epidot; aksessorisk er titanit, jernerts, apatit. Mineralene er stort sett skilt i lyse aggregater og mørke aggregater, det er disse grupper som makroskopisk ser ut som enkelte korn. *Plagioklasen* ses som store sonarbyggete individer (opp til 3 mm) med albit- og til dels periklinlameller. Sammensetning: kjerne oligoklas 15 An (i enkelte tilfelle opp til 20 An), rand albit 8 An. Kjernen kan inneholde uregelmessige flekker av sammensetning som randen. Plagioklasen — og da vesentlig kjernen — er i alminnelighet noe dekomponert, idet den inneholder små grynede korn av zoisit-epidot. *Hornblenden* pleokr. γ vakker, sterkt blågrønn, β gressgrønn, α lys gul. $\gamma : c = 15^\circ$. Kornstørrelse høyst variabel, fra 0,05 mm til 2 mm. Til dels forvitret til et gulaktig, kloritliknende mineral. *Kvarts* mest mellom plagioklasen. Uregelmessige korn, størrelse 0,1—1 mm. Svakt undulerende utslukning. Også som små korn fordelt i hornblenden. *Biotit* γ olivenbrun, α lys

gul. Til dels forvitret til gult kloritliknende mineral. *Titanit* i forholdsvis store korn (opp til 0,2 mm), sammen med rester av jernerts.

Påfallende er det å treffe på en så sur plagioklas i disse gangbergartene. Allikevel virker plagioklasen primær. Det forholdsvis store kvartsinnhold er også bemerkelsesverdig. Hva hornblenden angår så er det intet ved formene som tyder på primær pyroksen, men innholdet av de små tallrike kvartskorn kan vel tyde på at den allikevel er sekundær etter pyroksen. Som vi nå ser bergarten, har den etter sitt mineralinnhold kvartsdioritisk sammensetning.

En annen steinprøve (Æ 5, 192) fra samme gang er tatt et sted hvor den lokalt har vært utsatt for sterkt press. Gangen er for øvrig der ca. 50 m mektig. Bergarten har det samme grovkornete, spraglete utseende, men den er blitt gneisaktig idet de mørke mineraler smyer seg subparallelt rundt lyse korn. U. M. viser det seg at mineralinnholdet og de enkelte mineralers sammensetning er bevart, men plagioklasindividene er brukket eller bøydt og blitt fillete i kanten. Kvarts og smådelar av plagioklas spiller nå rollen som mørtel.

Presset har altså forandret strukturen, men virkningen har vært rent mekanisk.

Ganger tilhørende gruppe IV er det bare noen få av.

Kartbilledet av gangene og gangenes innbyrdes alder.

Gangenes mektighet er noenlunde konstant for den enkelte gang. På kartet, fig. 1, er det tatt med bare ganger av mektighet fra 10 m og oppover. De tykkeste gangene er 80 m mektige. 30—40 m er svært alminnelig.

Gangene er avsatt på kartet bare der hvor de sikkert er til stede. De er altså ikke trukket opp tvers gjennom forholdsvis store områder av løsmateriale. Mangelen på ganger i det sydvestre hjørne av kartbladet, og den tomme stripe derfra og nordover i nærheten av vestre kartrand, skyldes de store grus- og sandsletter i disse strøk. Heller ikke er gangene trukket over store vann eller over fjordene. Det er sannsynlig at enkelte av dem passerer fjordene, men det kan være vanskelig å påvise at det er samme gang på begge sider av fjorden. I noen få tilfelle hvor forbindelsen synes å være sikker, er den prikket opp. Da fjordene temmelig sikkert er anlagt langs tektoniske linjer kan vi ikke gå ut fra som selvsagt at gangene skal fortsette på den andre siden.

Gangene forvitrer oftest lettere enn gneisen. Overflaten av gangene kan derfor i mange tilfelle være bunnen av et lite dalsøkk, få meter dypt, med bratte sider. I et slikt dalsøkk kan det derfor samle seg forholdsvis meget løsmateriale, og også være myr eller tjern. Det er en ulempe når vi forsøker å studere skjæringspunkter for gangene for å få holdepunkter til å avgjøre deres innbyrdes alder. Av de mange skjæringspunkter som kartet viser, er det bare et fåtall som er godt blottet. Det blir dog ikke så få steder hvor skjæringsforholdene lar seg studere, for stort sett er berggrunnen — også gangene — svært fri for løsmateriale. Vi konstaterte i de fleste tilfelle at gangene syntes å være jevnaldrende, kryssende sprekker syntes å være fylt samtidig. Bare i et par tilfelle så vi at en gang tydelig skar gjennom en annen.

Det gjelder først og fremst Æ 5, 19 (119). På Kjelmesøy skjærer den gjennom en 10 m tykk gang som er av samme type som Æ 5, 120. Forholdene ved krysningspunktet mellom 10 m gangen og Æ 5, 120 tyder for øvrig på at disse to er av samme alder. Vi kan altså gå ut fra at Æ 5, 19 (119) er yngre enn Æ 5, 120, sannsynligvis at den er yngre enn gruppe II i det hele tatt.

Nå er Æ 5, 19 en variant innen gruppe I. Så like som ordinære diabaser fra vidt forskjellige tidsperioder er, kan den godt være av geologisk alder helt forskjellig fra de øvrige diabaser av gruppe I. Dens syd—nordlige, noe slingrende retning, og dette at den kan følges tvers over fjordene, antyder at den muligens står i en særklasse.

Gangen Æ 5, 303, av gruppe III, viser ved et skjæringspunkt at den er yngre enn en annen gang, som vi dessverre ikke har steinprøve av og derfor ikke vet hvilken av de tre andre grupper den tilhører. Æ 5, 303 har i nærheten vært utsatt for en forskyvning langs en yngre tektonisk linje.

Skal vi dømme etter mineralinnholdet, så gir det et umiddelbart inntrykk av at gruppe I er yngre enn gruppene II og IV. Gruppe IV er da helst aller eldst. Noe sikkert indisium er det neppe, særlig da vi kjenner utviklingstrinn mellom Æ 5, 140 og Æ 5, 120. Det kan jo hende at hornblendeinnholdet i gruppe II skyldes lokale årsaker.

Gruppe III har så avvikende mineralinnhold at den neppe kan være jevnaldrende med noen av de andre grupper. Mest naturlig synes det å oppfatte den som forholdsvis ung.

Som konklusjon kan det sies at vi vet at en variant av gruppe III er yngre enn en gang som ikke er av samme type, og vi vet at en

variant av gruppe I er yngre enn en gang av gruppe II. Mineralinnholdet gir et indisium — om enn svakt — på at gruppene I og III er yngre enn gruppene II og IV.

Spaltenes og de yngre tektoniske linjers retning og deres mulige årsak.

Den ene hovedretning av gangene er i syd N 25—30 V, i nord-vest N 20—25 V. Den svinger altså noe i mer nordlig retning. Den annen hovedretning svinger også noe nordover, fra N 25—30 Ø til N 20 Ø. Den tredje retning, som i antall ganger spiller mindre rolle, er N 80 V.

Ved de to hovedretninger deles kartet opp i tilnærmet rombiske figurer med lengste utstrekning og spisse vinkler i retning S—N. Dette bilde likner det som kommer fram hvis en horisontal sirkel i jordskorpen blir utsatt for øket trykk i retning V—Ø, eller, hva som kommer ut på det samme, blir avlastet for trykk i retning S—N. Sirkelen blir da deformert til en ellipse (»the strain ellipse«), med lengste akse i retning S—N. To diametre vil være horisontalsporene av to skjærplan (»shear planes«). Vinkelen som inneholder ellipsens lange akse blir mindre enn 90°. Sporene av flere skjærplan vil sammen danne romber med lengste akse og spisse vinkler i retning S—N (fig. 3) (Willis and Willis, 1934).

Å bruke dette direkte på kartbladet Neiden er sikkert en meget sterk forenkling av problemet. Ved resonnementet er det ikke tatt hensyn til det høve trykket har til avlastning i vertikal retning. Det vertikale press vil ha stor betydning for skjærplanens fall, og spiller sikkert også en viktig rolle ved anlegget av deres retning.

Jeg har ikke forutsetninger for å drøtte alle de tilfelle som det kan bli tale om. Jeg vil derfor nøye meg med å peke på likheten mellom det kartbillede vi har av spaltegangene og det bilde som sporene av skjærplanene gir i horisontalplanet når vi resonnerer som ovenfor.



Fig. 3. Deformasjonsellipse med sporene av skjærplan.

Fig. 3.

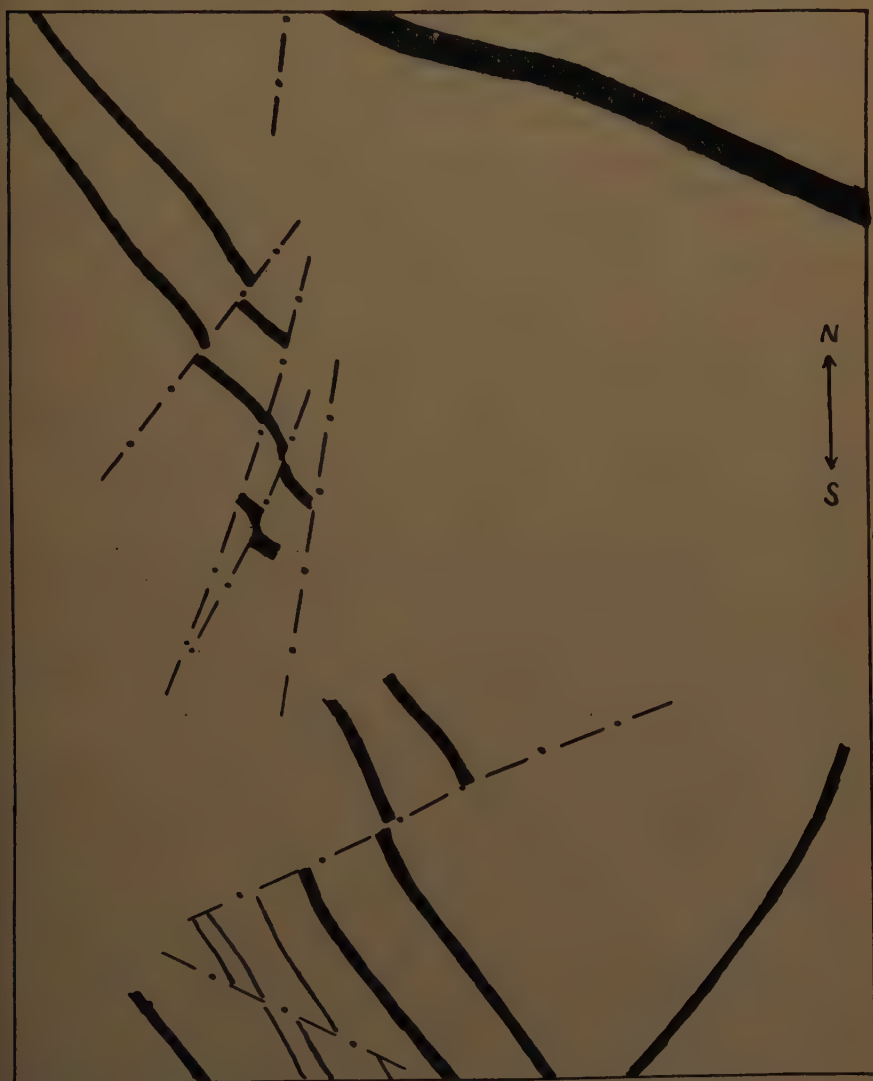


Fig. 4. Ganger og forskyvingslinjer. Billedet er kopiert etter Norges Geogr. Opm. flyfotogr., tatt vertikalt fra 4000 m høyde. Området ligger ca. 5 km ØNØ for Kirkenes. Størrelsen er ca. 2,4 km $\times$ 3 km. De tre tynneste gangene er (fra venstre) 5, 8 og 9 m, de fire middelstykke ca. 30 m, den tykkeste er ca. 80 m mektig. Gangene er ikke tegnet der hvor de er dekket av løsmateriale.

Resonnementet støttes for øvrig ved studiet av de forskyvingsplaner og deformasjoner som er yngre enn gangene. Disse tektoniske linjer følger også stort sett to hovedretninger noenlunde parallelt gangene. De mest dominerende linjer synes for øvrig å ha noe mer nordlig retning enn gangene, de danner da altså spissere vinkler enn gangene i S—N retningen. Overalt hvor jeg med sikkerhet har kunnet iakttatt horisontalforskyvinger langs disse linjer, er det den nordlige blokk som er forskjøvet i nordlig retning. Ved halvøya, ca. 3 km NØ for Kirkenes, er blokken på vestsiden av forskyvingslinjen flyttet 800 m nordover. Tendensen mot nord går best fram av fig. 4 som viser et område ca. 5 km ØNØ for Kirkenes.

Der hvor slike yngre tektoniske linjer passerer ganger, kan selve forskyvningens størrelse påvises i mange tilfelle. I gneisen vil det som oftest ikke kunne gjøres. Men de tektoniske forstyrrelser gjør seg allikevel gjeldende ved glideflater, forskifring, soner av presset, breksiert eller råttent berg. På kartet har jeg tegnet inn bare noen få av de mangfoldige linjer som man vilde finne ved systematisk undersøkelse. Selve morfologien antyder i stor utstrekning tektoniske linjer, f. eks. fjordenes retning.

Vi vet at selve kystlinjen mot Varangerfjorden er en tektonisk linje av store dimensjoner. Den hører med til de virkelige grove trekk i jordens ansikt. O. Høltedahl har gjort oppmerksom på denne linje, og vist at det langs den har skjedd en veldig dislokasjon i eokambrisk tid. Området syd for linjen ble relativt hevet og nord for linjen ble det avsatt en tillitførende sandsteinsrekke i Tana, Nord-Varanger og Fiskerhalvøya. (O. Høltedahl, 1918, 1930, 1935.)

Et dislokasjonsplan er i alminnelighet ikke helt vertikalt. En forkastning finner sted når den øvre blokk glir relativt ned. Blir den øvre blokk presset relativt opp, er det en oppskyving (eller overskyving hvis fallvinkelen er liten). Forkastningen står i samband med åpningen av en spalte, altså minsket trykk tvers på forkastningslinjen. Oppskyving skyldes derimot øket trykk tvers på dislokasjonslinjen. Anvendt på Varangerfjordlinjen vil det si at hvis dislokasjonsplanet har fall mot nord, er det skjedd en forkastning, mens fall mot syd betyr oppskyving.

En stor tektonisk linje vil gjerne opptre som svakhetslinje atter og atter i jordens historie. Langs Varangerfjordlinjen kan det således ha opptrådt dislokasjoner både før og etter den vi kjenner fra eokambrisk tid. Hvis dislokasjonsplanet har fall mot nord og det hver gang

har skjedd forkastninger, vil det bety at deformasjonsellipsen hadde sin lengste akse i retning S—N. Det vilde altså støtte det resonnement jeg tidligere har utviklet. Rombenes spissere vinkler nær Varangerfjorden kunne da skyldes sterkest avlastning for trykket der.

Imidlertid kjenner vi ikke dislokasjonsplanets fall. For så vidt er vi altså like langt. Min mening var da også bare å peke på som en mulighet at diagonalspaltene i Sør-Varanger er skjærplan hvis dannelse kan henge sammen med forkastningsbevegelser langs Varangerfjordlinjen.

Den tredje, underordnete spalteredning er noenlunde parallell Varangerfjordlinjen. I to tilfelle vet vi at Ø—V-gående ganger har fall mot nord. I det ene tilfelle gjelder det en gang ca. 3 km nord for Kirkenes, den har temmelig flatt fall — 30°. Det annet tilfelle er vist på fotografiet, fig. 2. De to vi kjenner støtter altså resonnementet. For de øvrige ganger med denne retning er fallretningen dessverre ikke notert. De står da sannsynligvis temmelig steilt.

Også nordkysten av Varangerhalvøya følger en tektonisk linje (O. Holtedahl, 1935). Interessant er forekomsten av tallrike basiske ganger også der (O. Holtedahl, 1918). De gjennomsetter de eokambriske lagrekker, som er foldet i kaledonsk tid. Gangene er altså av sen kaledonsk eller yngre alder. I den indre del av Tanafjorden mangler disse gangene, likeledes i den sydlige del av Varangerhalvøya unntatt øst for Vadsø.

I litteraturen nevnes gangene i Sør-Varanger, Petsamo og Murmansk alltid i forbindelse med kysten. Selv har jeg også det inntrykk at gangenes antall avtar sydover langs Pasvikdalen. Det skulde altså tyde på en sammenheng mellom dislokasjonslinjen og oppspaltingen. Det må imidlertid huskes at gangene er mest iøynefallende i de nakne berg ved kysten. Sydover øker løsmaterialet, og det gjør i første rekke at man ser mindre til gangene, dels fordi gangene forvitret lettest, dels ganske enkelt fordi de utgjør mindre areal enn gneisen.

Konklusjonen på det hele blir at jeg antyder muligheten av en sammenheng mellom Varangerfjordlinjen og spalteredningene og de tektoniske linjer i Sør-Varanger, men at det ikke foreligger noe bevis for det.

Om gangenes absolutte alder er det ikke mulig å si noe sikkert. De eldste kan tidligst være brutt fram i sen prekambrisk tid. Sederholm nevner stein av frisk diabas i Fiskerhalvøyas tilliter. Stein fra norske tilliter gir ikke positive holdepunkter (S. Føyn, 1937). Det

er ikke sannsynlig at gangene er brutt fram samtidig med den eokambriske dislokasjon langs Varangerfjorden. Det ligger nærmere å tenke på en samtidighet med frambruddet av lavaene i Petsamontunturiformasjonen. Erupsjoner i sen kaledonsk tid, samtidig med Nord-Varangers diabasganger, er en annen sannsynlig mulighet. Meget mulig er det at vi har ganger fra begge tidsrom. Spesielt synes jeg det er grunn til å tro at gangen Æ 5, 19 (119) er av forholdsvis ung alder.



Den geologiske kartlegging av Neidenbladet ble gjort for Norges Geologiske Undersøkelse etter oppdrag av direktør Carl Bugge. Manuskriptkartet, de innsamlete steinprøver og tynnslipene tilhører N. G. U. og oppbevares der. Den vesentlige del av feltarbeidet ble utført i 1937, resten — sydranden av kartbladet — ble gjort ferdig i 1938.

I 1937 var vi to mann om kartleggingen av berggrunnen, idet jeg som medarbeider hadde Robert Major, stud. real., senere cand. real. Jeg vil her få takke ham for hans energiske og interesserte arbeid og for hyggelig samvær under våre ferder til lands og til vanns.

Prof. dr. Tom. F. W. Barth har elskverdig hjulpet meg med petrografiske spørsmål og skaffet meg den litteratur jeg har hatt bruk for til denne avhandling, og for det er jeg ham hjertelig takknemlig.

SUMMARY

The coastal districts of Sør-Varanger, Petsamo, and Murmansk are intersected by dark dykes. Fig. 1 shows the dykes on the map sheet Neiden in Sør-Varanger. Two main directions are much in evidence, i. e. approximately N 25 W and N 25 E. Dykes in a third direction, N 80 W, are also encountered, but to a far lesser extent. Only dykes the widths of which are more than 10 m are shown on the map. Maximum width 80 m. The dip is vertical or very steep, in most cases steeper than that shown in the photograph of Fig. 2.

Younger than the dykes are tectonic lines, along which horizontal dislocations have occurred. A block structure is thus developed, and always the northernmost block is seen to have moved towards the north. See Fig. 4.

The terrain is built up of various pre-Cambrian gneisses, mostly striking N 40 W. Petrographically the dykes are divided into four groups.

I. Diabases, the principal minerals being plagioclase (composition: core 55 An, rim about 35 An) and diopsidic pyroxene.

II. Spessartites (= altered diabases), mineral constituents being now plagioclase (core 55 An, rim 25 An) and green hornblende, secondary from pyroxene, and also some quartz.

III. Oceanitic dykes: plagioclase (core labradoritic), diopsidic pyroxene, olivine (with about 15 per cent of fayalite).

IV. Quartz diorites, with plagioclase (core 15—20 An, rim 8 An), green hornblende, quartz.

The mineral contents might indicate that groups I and III are younger than groups II and IV. Observations from the intersections of the dykes only in few cases give positive informations as to the relative ages of the dykes. However, one dyke, a variant of group III, is younger than another dyke, the type of which, unfortunately, is unknown. Furthermore, a variant of group I is younger than a dyke of group II.

The object of this paper is to show the interesting map pattern formed by the dykes, and to point out the tectonic problems relating to the directions of the dykes and the younger tectonic lines. Fig. 3 shows a strain ellipse and the traces of shear planes produced by the diminishing of the stress in the direction S—N. The picture shows the same pattern as that of the map. It is therefore suggested as a possibility that the two main directions represent shear planes and that they have some connection with the dislocation planes along the Varangerfjord. However, no proof can be offered.

Of the absolute age of the dykes no exact answer can be offered. It might be tempting to think of contemporaneousness with the effusives in the Petsamontunturit-formation, i. e. of late pre-Cambrian age. Another possibility is contemporaneousness with the diabase dykes of the north coast of the Varanger Peninsula, where the dykes are of late Caledonian age, or younger. Possibly we have both ages represented.

Kongsberg, 9. mars 1945.

LITTERATUR

- Føyn, Sven: The Eo-Cambrian Series of the Tana District, Northern Norway. Norsk geol. tidsskr. 17, 65, 1937.
- Hausen, H.: Über die Präquartäre Geologie des Petsamo-Gebietes am Eis-meere. Bull. Comm. Géol. Finl. Nr. 76, 1926.
- Holtedahl, Olaf: Bidrag til Finmarkens geologi. N. G. U. nr. 84, 1918.
- Additional Observations on the Rock Formations of Finmarken, Northern Norway. Norsk geol. tidsskr. 11, 241, 1931.
- Den norske landmasses begrensnig mot havet. Norsk geogr. tidsskr. 5, 453, 1935.
- Lacroix, A.: Min. de Madagascar, 3, 49, Paris 1923.
- Sederholm, J. J.: Pre-Quaternary Rocks of Finland. Explanatory notes to accompany a general geological map of Finland. Bull. Comm. Géol. Finl. nr. 91, aug. 1930.
- Några ord om berggrunden i Syd-Varanger och närliggande delar av Finland. Geol. Fören. Stockh. Förh. 52, 435, nov.—des. 1930.
- Wegman, E.: Zur Kenntnis der tektonischen Beziehungen metallogenetischer Provinzen in der nördlichsten Fennoskandia. Zeitschr. prakt. Geol. 37, 193, 1929.
- Willis, Bayley, and Willis, Robin: Geologic Structures. New York and London 1934.
-

Ms. rec. January 9, 1945.

A RAPID SURVEY OF THE PRE-CAMBRIAN AREAS AROUND THE OSLO-FIORD (THE WATERS OSLO—SON)

Preliminary Note.

BY

CHR. GLEDITSCH

With 1 Geological Map and 6 Figures.

During several years I have been mapping the pre-Cambrian areas around the Oslo-Fiord (the maps Oslo and Moss). Because of the unfortunate martial conditions in my country I have been late in working up the material collected, and, due to the same conditions, it probably still will last a couple of years before I shall be able to publish a complete geological map and petrographic description of the areas. However, some interest may be attached to the preliminary results, and since it is impossible to know when the conditions again will be such as to permit me to complete my work, a preliminary map is here offered for publication. Slight corrections and amendments may have to be introduced, however, after the completion of the petrographic analysis of the material.

I started my investigations in the Røyken area in November 1940, and up till now I have spent more time in this little area than in all the other areas taken together. It is probable, therefore, that the map more accurately presents the geology of Røyken than of the other parts. Since large areas are covered by soil it is impossible farther inland to work out the geology as accurately as along the coast.

The main part of the field work has been conducted under the auspices of Norges Geologiske Undersøkelse (Director Dr. Carl Bugge) who also has furnished me with several thin sections and with four rock analyses. Financial support has also been rendered by Nansenfondet and Det Videnskabelige Forskningsfond av 1919.

Professor Dr. Olaf Holtedahl, Director of the Geological-palaeontological Institute of the University, has shown a special interest in my work, and has given me much help and encouragement. Assistant,

Miss Ruth Smit, has given me valuable tuition and help during the drawing of the map.

Professor Dr. Tom. F. W. Barth, Director of the Mineralogical Institute of the University, has from the beginning of my investigations given to me the most welcome help, advice, and encouragement, and he has taken part in a couple of excursions to Røyken and Hurum. He has also furnished me with the best of the working facilities at the Mineralogical Institute. Without his expert help it hardly had been possible for me to carry through my investigations.

The translation of the manuscript into English has been done by Miss Tone Barth.

Literature.

Other than the detailed work by O. A. Broch on the north-eastern tip of Nesodden practically no petrographic description of the rocks of the areas of my mapping exists.

1850. B. M. Keilhau: "Gæa Norvegica", Kristiania 1850. He has just touched on the pre-Cambrian around the Oslo-Fiord, and he mentions the contact between pre-Cambrian and younger rocks at Røyken and Hurum.
1886. W. C. Brøgger: "Über die Bildungsgeschichte des Kristianiafjordes", *Nyt Mag. f. Nat.*, vol. 30. He has described some of the faults dissecting the pre-Cambrian. Furthermore he has written a series of papers on the younger rocks surrounding the pre-Cambrian areas.
1926. O. A. Broch: "Ein suprakrustaler Gneiskomplex auf der Halbinsel Nesodden bei Oslo", *Norsk Geol. Tidsskr.* bd. 9. A careful and detailed description of the leptite micaschist complex on the NE tip of Nesodden (Flaskebekk—Flateby).
1939. O. A. Broch and Fridtjov Isachsen: "The Southern Fault-line Boundary of Nesodden Peninsula, Oslofjord", *Norsk Geogr. Tidsskr.* bd. 7. This paper describes the breccia Halangspollen—Brevik, and a find of cyanite gneiss just south of the breccia.
1940. Fridtjov Isachsen: "Kvartsporfyr i Åros, Røyken", *Norsk Geol. Tidsskr.* bd. 20. A thorough description of a porphyre leptite which I on my map has designated Røyken leptite.
1943. Chr. Gleditsch: "Permiske forkastninger i Røykenfeltet", *Norsk Geol. Tidsskr.* bd. 23. In this small paper I have described the breccias and the younger rocks in and around the Røyken area.
1945. — "Om leptitbegrepet", *Norsk Geol. Tidsskr.* bd. 24. Paper read in Norsk Geologisk Forening.

Tectonics. Summary Statement.

Almost everywhere in the Røyken area the rocks strike essentially north and south, and dip steeply ($80-100^\circ$). All angular measurements are given in terms of 400° in the full circle. In this area folded rocks have not been encountered.

The pre-Cambrian rocks at Hurum also usually strike north and south. The dip varies more than in Røyken. Folds are very scarce on the mainland, but on the island of Mølen the rocks are strongly folded.

On the E side of the fiord the strike is highly irregular. Farthest to the north and southward along the western side of Halangspollen a northerly strike direction is usual, while large areas farther to the south exhibit a westerly strike. The dip is at most places subject to large variations. Folds are common.

The pre-Cambrian rocks are dissected by a series of breccias, at several places these exhibit an obvious relation to thrusts, but not always. The breccias have not been marked on the map, for I have not been able to survey them sufficiently at other places than Røyken; they have been mentioned in an earlier paper (1943). The breccia Halangspollen—Brevik has been described by Broch and Isachsen (1939).

Furthermore Brøgger (1886) has mentioned a series of breccias and faults. On his maps in the same paper he has indicated fault lines along the borders between the Drammen granite and the pre-Cambrian. In all probability further investigations will prove this to be erroneous.

Petrography.

1. The Røyken leptites. Porphyre leptites with very fine-grained ground mass, down to an average grain size of 0.02 mm (rarely to 0.01 mm). Usually poor in mica. Insets of quartz, albite (antiperthite) which is usually dominating, and microcline (perthite) in subordinate amounts.

Røyken leptites occur in two separate areas at Røyken, as well as on S. Langåra. In the southern leptite area at Røyken the leptites in west and north shade into leptite gneisses (2), and further into coarse gneisses (12). In the northern area we meet with a similar transition in the north-east (around Slemmestad) where the leptites



Fig. 1. Schlieren of light, rather coarse granitic rock in Røyken leptite (1) (darker on Fig.). From the migmatite zone close to Tåje (SW of Slemmestad).

gradually shade into leptite gneisses and coarser rocks. But otherwise the transitional member, leptite gneiss, is missing in the northern area; the characteristical transitional member is here a typical migmatite made up of veins of coarser rocks in the leptites (Fig. 1) and of patches of leptites in the adjacent, coarser rocks (this is schematically shown on the map). This phenomenon is particularly well developed at Aukeåsen.

2. Porphyric leptite gneisses. These rocks are transitional between the Røyken leptites of the southern leptite area at Røyken, and the coarser rocks farther to the north and west. In addition to being coarser they distinguish themselves from the true leptites in carrying much mica-like minerals (muscovite, biotite, chlorite). The porphyric structure is usually less pronounced than in the leptites. The insets in these rocks are dominantly microcline, although both quartz and albite may be present.

3. Tofte leptites. Homogeneous leptites usually without definite porphyric structure with several inclusions and schlieren of amphibolite (Fig. 2). These leptites which build up the southern pre-Cambrian area at Hårum are somewhat coarser than the Røyken leptites. They usually carry some mica, mostly biotite, although chlorite



Fig. 2. Tofte leptite (light) with schlieren of amphibolite (dark) dissected by two crosscutting Permian diabase dikes (the hammer lies on the diabase). Peninsula E of Ersvik.

sometimes dominates. The feldspar is almost exclusively microcline (perthite). On Mølen the rocks are strongly folded.

4. Homogeneous leptites, usually poor in mica. Furthermore they differ from the Tofte leptites by but rarely carrying inclusions of amphibolite schlieren. The leptites on Håøya are typical microcline leptites; on this island they also are met with as schlieren in the augen gneisses. Homogeneous leptites also occur at Røyken, particularly in the north-western area; they usually are albite leptites.

5. Spro leptites. These also are homogeneous leptites without any porphyric structures. But I regard them as distinct from the other rocks because they are coarser than the aforementioned leptites, often as coarse as to make the name leptite discussable. They carry, generally, more mica-like minerals (biotite and chlorite) than the other leptite types. The feldspar is dominantly microcline (perthite). They shade with gradual transitions into true granites (10).

6. Epidote leptite with stripes of garnetiferous mica-schists. The leptites east of North Sprodam differ from the Spro leptites by carrying much epidote, and in places garnet. In addition

we find several stripes and schlieren of micaschists, frequently garnet-mica schists. The schists seem to carry more muscovite than biotite (and chlorite).

7. Homogeneous leptite gneisses. Non-porphyric, rather fine-grained gneisses, intermediate between Spro leptites and coarse gneisses. In places it is difficult to distinguish between these leptite gneisses and the veined leptite gneisses (9). But they are very unlike the porphyric leptite gneisses at Røyken in that they exhibit a much more pronounced gneissic structure (mica stripes).

8. The leptite-gneiss-micaschist complex. Such a complex has been described by O. A. Broch from the north-eastern coast of Nesodden (Flaskebekk—Flateby). Personally I have not investigated this area in detail. The leptites here seem to be of the same type as in other areas of fine-grained rocks on the Nesoddland; they seem to be rather similar to what I have called veined leptite gneisses (9). A similar leptite-micaschist complex with much pegmatite has been encountered in the hills south of Fjellstrand. Possibly further investigations will show that micaschist (or quartz micaschist) is the dominant rock in these parts.

9. Veined leptite gneisses. Heterogeneous gneisses with stripes of usually fine-grained, light rocks. Typical migmatites. In places some dark stripes, usually amphibolites, may be seen, in other places micaschist-layers occur. Pegmatite lenses, rich in mica, are frequent. The leptite stripes usually carry some mica, mostly biotite. The feldspar is in most places essentially microcline, but plagioclase leptites also occur. The plagioclase ranges from albitic to andesinic. It is impossible to draw a sharp boundary between these rocks and what I have designated homogeneous leptite gneisses (7) or the leptite-gneiss-micaschist complex south of Fjellstrand (8). They also exhibit gradual transitions into heterogeneous gneisses with stripes of usually coarse-grained rocks (19 and 20).

10. Fine-grained gneiss-granite. At several places we meet with a rather fine-grained, reddish gneiss-granite. In places it is massive. The mineral composition is variable, but usually it is a common biotite-microcline granite. Adjacent to the Spro leptites, and frequently as inclusions in them, we find homogeneous, grey granites, rather fine-grained (= "coarse Spro-leptite"). They are often poor in mica.



Fig. 3. Coarse augen granite (14) with inclusions of leptyte; hills E of Tofte.

11. Quartz albitite. A very fine-grained, massive rock, practically without mica. It borders against the porphyre leptytes at Båttstø. With gradual transitions it shades into mica-bearing rocks (2 and 12). The feldspar is essentially an albite (perthite), but odd grains of microcline do occur. Quartz can be seen, partly it forms crushed grains, partly it is syntectically intergrown with feldspar, forming kind of a micro-graphic granite.

12. Coarser gneiss-granites of Røyken. These gneisses are not similar to the gneisses at Nesodden and Hurum, for their gneissic structure is not well developed. In several places they are massive, as indicated on the map. They may be poor in mica, but usually they carry both muscovite and biotite (chlorite). Both albite (antiperthite) and microcline (perthite) occur among the feldspars, albite usually dominates. As compared with the common gneisses at Hurum and on the eastern side of the fiord they are very homogeneous. They are not veined. In Skrysetåsen they exhibit porphyroblasts of feldspar and may be called augen granite (14).

13. Plagioclase gneiss. Thoroughly described by O. A. Broch (1926).

14. Augen granite. The augen granite east of Tofte is a coarse, massive microcline-biotite granite with large augen of micro-

cline (perthite). In places it carries inclusions of Tofte leptite (Fig. 3). Another type of augen granite or porphyric granite is encountered at Skrysetåsen, Røyken, as mentioned under (12). This also is a microcline-biotite granite, but has a more fine-grained and heterogeneous structure.

15. Homogeneous, coarse gneiss. Where I on the map have indicated "variært året gneis, vesentlig grove, lyse drag", the streaks and schlieren in this gneiss consist of homogeneous gneiss of common granitic composition. Certain areas are covered by this homogeneous gneiss without inclusions of other gneiss types, only with narrow and rare bands of dark amphibolite breaking the monotony. At Nesodden Broch has called this rock "Torrvik granite". At Hurum a similar homogeneous gneiss occurs between the zone of augen gneisses and the more heterogeneous gneisses. A similar mode of occurrence is probably exhibited by the homogeneous, coarse gneiss on the east side of the fiord, but the large areas covered by soil prevent an adequate presentation of the geological features on the map. By imperceptible transitions this homogeneous, coarse gneiss shade into augen gneiss and heterogeneous, coarse gneisses (18, 19, and 20).

16. Cyanite gneiss and (17) Staurolite gneiss have been thoroughly described by Broch (1926).

18. Augen gneisses. Coarse gneisses with more or less pronounced augen structure are very common at Hurum and along the whole eastern side of the fiord. The mineral composition is granitic with porphyroblasts of microcline (perthite). The zone of augen gneisses at Hurum is very monotonous and extremely poor in dark bands or inclusions, excepting the area around Værpen—Storsand where we find some bands of amphibolite and, more rarely, streaks of fine-grained gneisses. The areas of augen gneisses on the east side of the fiord and on Håøy and Asponn are usually more heterogeneous and contain inclusions of various other rocks. At several places the augen gneisses carry abundant bands of amphibolite, for instance on Håøy and around Hvitsten. The augen gneisses usually exhibit no sharp boundary towards the other gneisses, and in those rocks that have been called heterogeneous gneisses (9, 19, and 20) large included areas of augen gneiss may occur.

19. Heterogeneous, veined gneisses with streaks of rather coarse, light rocks. In these areas we find a great variety

of rocks (Fig. 4), but the coarse, light gneisses dominate. In addition to abundant pegmatite lenses, these gneisses everywhere contain lenses and narrow bands of quartz. In several places fine-grained gneisses are mixed into the rock complex which exhibits transitions into the veined leptyte gneisses (9). Scattered bands of amphibolite also occur within this complex. An increase of the amphibolite occurrences marks the transition into the next rock type (20), (Fig. 5).



Fig. 4. Heterogeneous veined gneiss with rather coarse bands. The hammer lies on a band of augen gneiss. North of Solbergstrand between Drøbak and Hvitsten.

20. Heterogeneous, veined gneisses rather coarse-grained with dark bands (Figs. 5 and 6). The light bands are usually coarse, as in 19; but in places many bands are fine-grained, and the rock becomes transitional into 9. The dark bands are essentially amphibolitic (at Bunnefiord partly garnetiferous amphibolite, Fig. 6) either coarse or fine-grained. In places the dark bands are so numerous that the rock may be called a banded gneiss.

21. Epidote amphibolite and common amphibolites. In almost all rocks of the pre-Cambrian areas we find dark bands or lenses. Where broad and extensive bands have been encountered they have been marked on the map. In the Røyken area the dark rocks would seem to be mostly epidote amphibolites, in places also greenstones. The latter ones are usually devoid of hornblende and are composed of saussuritized plagioclase, epidote, and chlorite. At Hurum and on the east side of the fiord common amphibolites dominate. In certain places garnetiferous amphibolite is common. It carries conspicuous aggregates of porphyroblastic garnet crystals (Fig. 6).

22. Garnetiferous amphibolites. Described under 21.



Fig. 5. Heterogeneous veined gneiss with coarse bands containing fragmented inclusions of amphibolite. North of Solbergstrand between Drøbak and Hvitsten.

23. Gabbro. There are two larger gabbro masses that I have seen. One is located at Sundby, Røyken, and is a rather fine-grained saussurite gabbro. The other, which still awaits further investigation, forms the greater part of Sonsåsen.

24. Micaschists. They occur scattered in various rocks on the eastern side of the fiord, usually associated with the leptite rocks. In a few places I have marked them on the map as individual rocks. Usually they carry both muscovite and biotite, and in several places typical chlorite schists occur. Garnet occurs in some of the micaschists. Such a garnetiferous micaschist has been mentioned above (6). Otherwise the garnetiferous micaschists usually occur along the Bunnefjord. Quartz micaschist may also be present at various places, particularly in the leptite micaschist complex south of Fjellstrand (8).

25. Garnetiferous micaschist, mentioned under 24.

26. Younger sediments. This designation includes all sediments of Cambrian age or younger. They have been treated in a previous paper by me (1943).

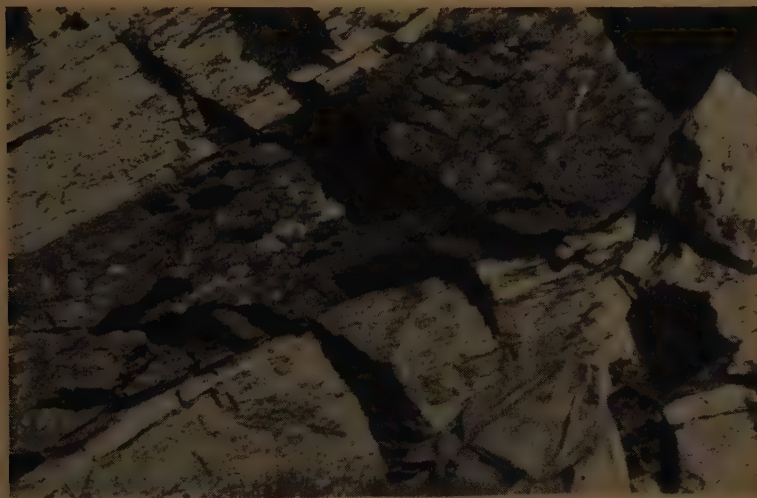


Fig. 6. Band of garnetiferous amphibolite (22) in coarse veined gneiss (20).
Road cut at the head of Bundefjord (Mosseveien).

27. Oslo-essexite and dikes of mænaitite. Oslo-essexites are met with at Hurum and on the islands south of Hurum. These occurrences have been described by Brøgger. The borders of the lesser of the two occurrences at Filtvet have been wrongly stated on the previous maps; this has now been corrected. Furthermore I have mapped the Oslo-essexite at Vestby, an occurrence which has been first mentioned by Olaf Holtedahl "Studies on the Igneous Rock Complex of the Oslo Region". Vid.-Akad. Skr. 1943, No. 2. Together with dikes of mænaitite there occur at Røyken other light, essexitic dikes. They have been mentioned in a previous paper by me (1943).

28. Rhomb porphyry. At Røyken I have observed a couple of dikes that have not been indicated on previous maps. In the other areas the rhomb porphyries have been drawn essentially after Brøgger's and Broch's maps. (See also my paper 1943.)

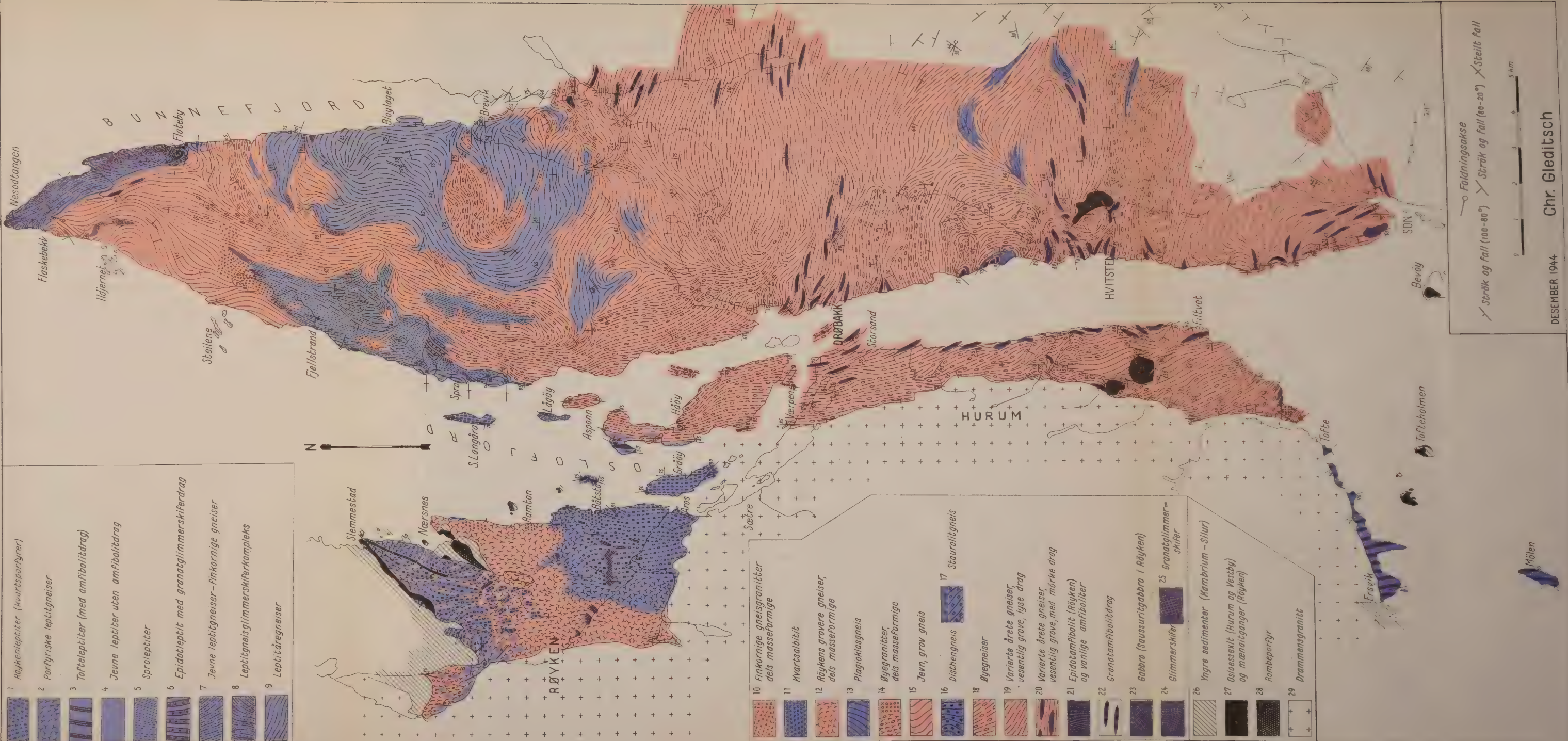
29. Drammen granite. As mentioned in my previous paper (1943) the older maps give the border between the Drammen granite and the pre-Cambrian more than one kilometer out of place at Åros, Røyken. Therefore I have mapped, and at several places especially at Hurum, rather drastically revised the border lines. It is worthy of notice that the border itself is not everywhere sharp. Especially where

the pre-Cambrian rocks strike perpendicular to the border line it seems to be a usual phenomenon that the granite metasomatically has "fused" or assimilated the leptites with the formation of a migmatic rock along the border.

Of other Permian rocks there are within the mapped area numerous diabase dikes (Fig. 2). They are not shown, however, on my map. Nor are the camptonite dikes shown around the bodies of Oslo-essexite.

Oslo, Dec. 1944.

PREKAMBRIUM LANGS LEDEN OSLO - SON



Ms. mottatt 15. nov. 1944.

POSTGLACIALE SKJELLBANKER PÅ LANGNES VED TROMSØ

AV

OLE T. GRØNLIE

Med 2 figurer i teksten og 1 tabellbilag.

INNLEDNING

For noen år siden lot Tromsø kommunes ingeniørvesen grave en grøft for vannledning fra Skogneset ved Sandnessundet til Prestvatnet oppe på Tromsøya like ved Tromsø by. Ved gravingen viste det seg at grøfta i nivåer under 11 m skar gjennom ganske tykke og sammenhengende lag av skjellgrus, og da nærværende forfatter hadde interesse for å få disse lag undersøkt, stilte stadsingeniør Nicolaysen velvilligst et nivellert lengdeprofil av grøfta til min rådighet. Det er det materiale som dengang ble samlet i den del av grøfta som gikk over flatene på Langnes, som i det følgende skal behandles. Det har lenge ligget gjemt og halvveis glemt, men da forekomstene for tiden for det meste ligger under et dekke av grastorv eller myr og således er vanskelig tilgjengelige for nye undersøkelser, har jeg trodd at det kunde være av interesse at de nå blir kjent.

SNITTET GJENNOM DE SKJELLFØRENDE LAG

I kartskissen fig. 1 er inntegnet den grøfta som innledningsvis er nevnt. Regnet fra sjøen stiger den på de første 500 m ganske svakt, til den i en avstand av 550 m når det høyeste punkt av en låg rygg 7,4 m o. h. Derfra avtar høyden til 6 m ved nordkanten av en myr. Over myra er høyden mellom 4 og 5 m. Mellom 1400 og 1600 m går grøfta over en haug som stiger til 13,5 m. Lengere sør er høyden på en større strekning mellom 8 og 10 m, til stigen oppover bakkene begynner 2,5 km fra sjøen. Når bortses fra den nevnte haug, var høyden av grøfta ikke på noe sted av denne strekning over 10 m. Dybden var 2 m.

På strekningen Sandnessundet—Prestvatnet skar grøfta 5 strandlinjer, dobbeltlinjen e—f (M-linjen) 44 m o. h., b-linjen (Tapeslinjen) 18 m o. h. og en linje a 5 (T-linjen) 7 m o. h. Disse linjer



Fig. 1. Tromsø og omegn.

er gode og lette å påvise. Mindre gode er de to nivåer M' 36 m o.h. og M'' 28 m o. h.

I de fleste tverrsnitt i høyder under 10 m var overflatedekket et torvlag av noe varierende tykkelse. Bare over den nevnte haug bestod det av grus og små kuppelstein. Under torva var det overalt lag av mer eller mindre reint skjellgrus. Derunder kom lag av skjellgruss med en sterk tilsetning av sand og grus med korn opptil størrelsen av et hønseegg, lag som jeg for korthets skyld vil kalle steinlaget. I dette steinlaget ble det i de fleste tverrsnitt sett planterester, et torvlignende løsmateriale med rester av røtter og tynne stammer sannsynligvis etter en krattvegetasjon som enten hadde vokst på stedet eller i nær-

heten av finnestedet. Under steinlaget med planterestene var det igjen skjellgrus, nærmest sjøen i et tynt lag over et underlag av fossilfri eller fossilfattig leir, i tverrsnittene lengere inne derimot i så tykke lag at rein leir ikke var å se uten ved ekstra graving i bunnen av grøfta. Foruten skjell og planterester ble det under myra funnet et ribbein av et større pattedyr, enten av rein eller elg. Knokkelen er ikke nærmere bestemt.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Avstand fra sjøen	100	200	300	400	550	630	1430	1600
Overflatens høyde o. h. . .	1.8	3.1	4.5	6.1	7.4	6.0	9.6	10.5
Torvdekkets tykkelse ...	0.1	0.1	0.1	0.14	0.1	0.18	-	0.13
Dybde under overflaten av planteførende lag ..	-	1.15	0.7	1.0	0.2	0.55	-	-
Deres tykkelse	-	0.5	0.1	0.5	0.02	0.15	-	-
Dybden av leiren under overflaten	1.08	1.15	1.17	1.14	0.85	-	-	-

I 8 tverrsnitt ble de forskjellige lags stilling og tykkelse målt. Disse tverrprofiler er i det følgende betegnet med romertallene I—VIII. Resultatet av målingene er stilt sammen i tabellen side 160 og i foldeplansjetabellen. Alle mål er i meter.

INNSAMLING OG BEHANDLING AV MATERIALET

I profilene I—VIII ble tatt prøver av materialet, i I, III, IV og V 6 prøver, i II og VII 7 prøver og i VI og VIII 16 prøver. Fra hver av disse prøver ble tatt ut 2 dl til nærmere undersøkelse, og det videre arbeid med dette er utført på samme måte som omtalt i (2) side 20. Etter å være godt tørket er materialet siktet gjennom 3 sikter med maskestørrelse 5 mm, 1 mm og 0,5 mm. En får da 4 kornstørrelser, én større enn 5 mm, én mellom 5 mm og 1 mm, én mellom 1 mm og 0,5 mm og én mindre enn 0,5 mm. De tre første størrelser er undersøkt både på skjell og på sand og grus for en stor del ved hjelp av lupe. Den minste størrelse er derimot bare undersøkt på sand, da den ellers mest består av foraminiferer og ubestemmelige skjellbiter.

Da skjellgruset i de fleste nivåer hadde vært sterkt utsatt for bølgedrag og brenning, forekom de større arter for en stor del som bruddstykker. Yngelen og småformene hadde derimot holdt seg bedre. I alle profiler var skjellgruset mer eller mindre tydelig lagdelt, med vekslende lag av grovt og fint materiale. De skjell som lot seg noenlunde sikkert bestemme er innført i nedenstående liste, hvor de er delt i to grupper, de arktiske for seg og de boreale og lucitanske i en felles gruppe. En i listen betyr at vedkommende art ikke er funnet i prøven, et + at arten er bestemt etter lett kjennelige skjellbiter og et ++ etter et tall at der foruten de hele skjell som kunde telles også var bestemmelige fragmenter. Prøvene i profil V viste seg å være så fattige på skjell at det ikke var av noen interesse å ta dette profil med på listen.

Etter at de skjell som kan bestemmes er plukket ut av en prøve, og de ubestemmelige skjellbiter også er fjernet, er det som regel en rest igjen av balaner, lithothamnier, sand, grus og småstein som også er av interesse. I profilet VII, som ble tatt i nordhellingen av den ovennevnte haug på sørsiden av myra, er materialet i de nederst tilgjengelige lag reint skjellgrus, men oppover i profilet er det tiltakende mengder av sand og grus, og overflatedekket er ikke som i de andre profiler et myrslag, men her et lag av grovt grus og kuppelstein,

3 dm tykt. Prøvene 6 og 7, som er de reineste, består for en stor del av balaner og lithothamnier. Flertallet av de arter som ellers er funnet i disse prøver er arktiske og av former som i alminnelighet lever på et dyp av rundt 8—10 m. Oppover avtar antallet av arktiske arter, og i stedet kommer et voksende antall boreale gruntvannsformer. Forekomsten av *Littorina obtusata* og *Skenea planorbis* i dette profil er i denne forbindelse av interesse. Profilet må derfor være bygd opp under en relativ stiging av landet i forhold til havnivået. Størst var antakelig dybden da det lag ble avsatt hvorfra prøve 6 ble tatt. Prøvene tatt lengere oppe i profilet viser både at dybden avtok og at de klimatiske forhold sannsynligvis bedret seg. Det lag av grus og kuppel som avslutter profilet er også overflatelag på haugen mellom dette profil og profil VIII, men det finnes også igjen i alle de andre profiler, der ikke lenger i overflaten, men dekket av yngre lag av skjellgrus. Det kunde jo tenkes å være en stranddannelse, som hadde flyttet seg med strandlinjen under den fortsatte stiging av landet; men det er vanskelig å forstå hvorledes grus og småstein skulde kunne fraktes så langt og spres så vidt utover en flate av rent skjellgrus, hvor det ikke var tilgang av slikt materiale. Det er derfor mer sannsynlig at det en tid under regresjonen hadde vært en kortere eller lengere periode med så kalde vintrer at en isdrift var mulig. Materialet i steinlaget er for øvrig ikke så grovt at det skulde behøves synderlig mektige ismasser for å besørge den transport som her antas å ha funnet sted. Det skjellgrus som dekker steinlaget er i alminnelighet nokså rent, og da de funne fossiler er av gruntvannsformer, må det være avsatt på ganske grunt vann.

Et noe bedre profil enn VII er profil VIII, som er tatt i sørhellingen av haugen. I prøve 16 tatt nær bunnen av grøfta er nesten ren kvartssand og grus med kornstørrelse opp til en valnøtt. Faunaen består av gruntvannsformer og strandformer som *Mytilus edulis*, *Cyamium minutum*, *Littorina rudis*, *L. obtusata* og *Onoba striata*. Den må derfor ha levd på ganske grunt vann, kanskje under 2 m, og da prøven er tatt 8,55 m o. h., skulde etter dette den samtidige strandlinje ha ligget 10—11 m over den nåværende. Over dette bunnlag kommer et lag av fin kvartssand uten bestembare fossiler, prøve 15, som kan antas å være avsatt nær munningen av en bekk under flom. Oppover i profilet avtar nå sandinnholdet sterkt. Det er sparsomt med sand i prøve 14, knapt spor i 13, ikke spor i 12—9. Fortsettes videre oppover, tiltar sandinnholdet igjen, i førstningen ganske svakt til 7, men mellom

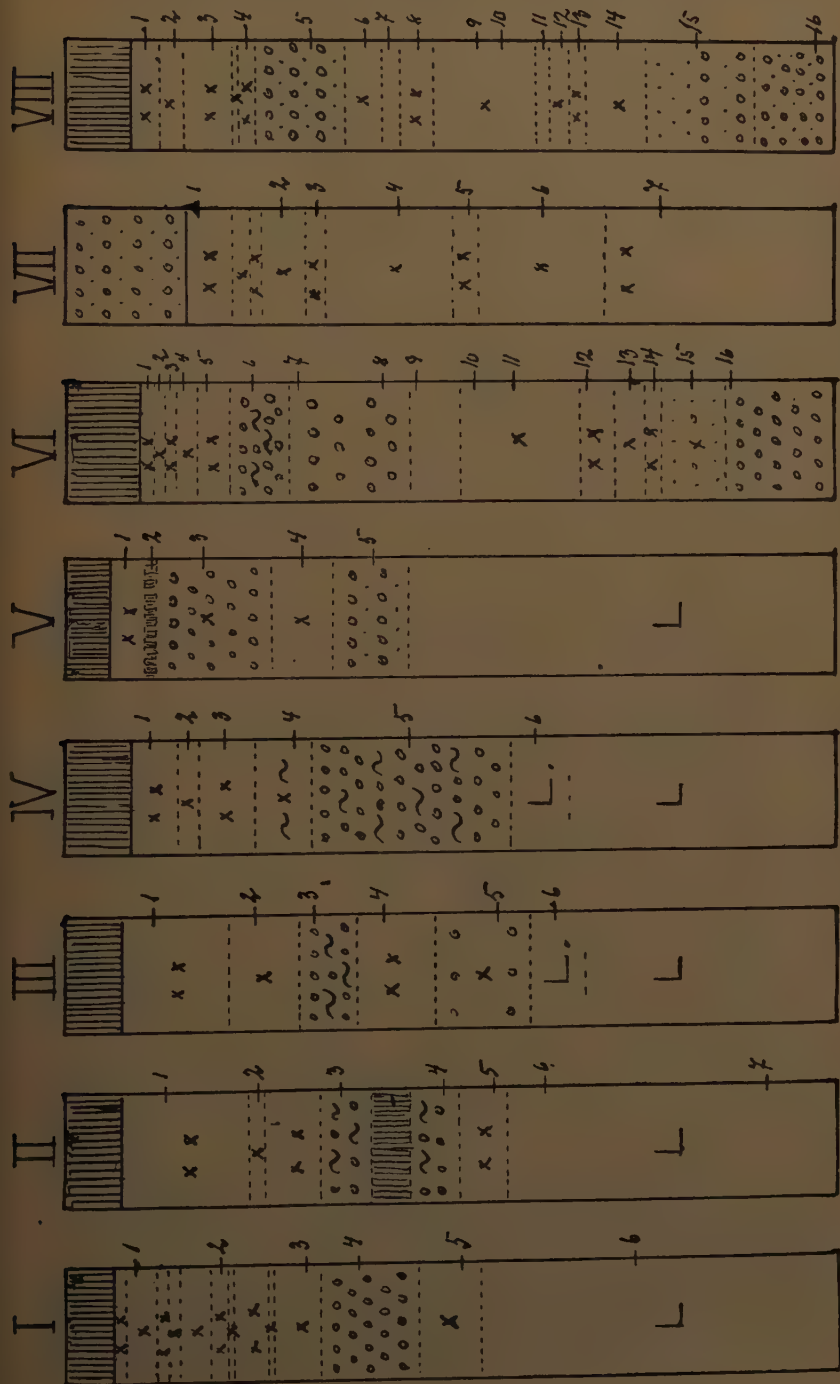


Fig. 2. Profilene I—VIII. Målestokk 1:20. L blåleir, L brun eller grå forvitret leir, ○○○ stein og grus, :::: sand, x fint skjellgrus, xx grovt skjellgrus, |||| torvlag, ~ stammer og røtter.

6 og 5 vokser det så sterkt at materialet i 5 er nesten bare sand og grus som i prøve 16, men med mindre skjell. I det lag hvorfra prøve 4 er tatt, er det derimot bare henimot halvparten sand og grus og resten skjell og skjellsmulder, og et noe liknende materiale er det i prøvene 3—1, men vel noe finere.

Det kan neppe være grunn til å tvile på at lagene 15—10 er avsatt under en transgresjon fra en havstand av ca. 11 m over det nåværende havnivå. Lagene 10—9 antas avsatt under transgresjonens maksimum og de høyere lag under den påfølgende regresjon. Lagene 5 og 4 er steinlaget som svarer til overflatelaget i VII.

For å kunne følge bevegelsen av havflaten i nivåer under 7,5 m må en betrakte et av de 6 profiler som ennå ikke nærmere er blitt behandlet, og da bør en fortrinsvis velge profil VI, da det i det profil er tatt flere prøver enn i de andre. Nederst i profilet, hvor prøve 16 er tatt, bestod materialet av et leirliknende kalkslam med tilblanding av sand og grus. Av fossiler er det bare funnet bruddstykker, mest av *Mya truncata*, og pigger av kråkeboller. I prøvene 15—11 er det avtakende mengder av sand og grus. I prøve 10 var materialet for en vesentlig del et fint kalkslam, hvori rikelig med lithothamnier, men sand eller grus ble ikke sett. Lagene 15—11 må derfor være avsatt under en transgresjon, 10 under dens maksimum. I prøvene 9 og 8 er det igjen litt sand og grus, men først i 7 og 6 blir tilsetningen betydelig, så sterk at sand og grus er anslått til å utgjøre $\frac{2}{3}$ av materialet, og steiner så store som hønsegg er ikke noen sjeldenhet. Disse to lag svarer derfor til overflatedekket i VII. I 6 er funnet planterester i form av røtter og torvsmuldrer. I prøven 5—1 er igjen sandinnholdet avtakende, og gruskorn over ertstørrelse er ikke funnet. Av sand er det i 5 og 4 henimot en halvpart, i 3 en femtedel og i 1 ca. en tyvendedel. De dominerende arter i faunaen er *Littorina rudis* og *L. obtusata*.

Det vil framgå av dette profil at de fossiltførende lag under steinlaget ble avsatt under den transgresjon med etterfølgende regresjon som ovenfor er nevnt. Da det nå er planterester i steinlaget, må regresjonen ha fortsatt til henimot nåværende nivå, så steinlaget med sitt nærmeste underlag kunde bli tørrlagt og danne grobunn for en vegetasjon. Men da det lag som fører planterester er dekket av nye lag av skjellgrus, må det ha vært en ny transgresjon innen dette område. Denne siste transgresjon har imidlertid vært av mindre omfang enn den foregående, for faunalisten viser at det i skjellgruset over steinlaget bare finnes gruntvannsformer og strandformer, og den

høyeste forekomst av skjellgrus avsatt under denne transgresjon er funnet like under torvdekket i profil V 7,18 m o. h. Den øvre grense for denne transgresjon må derfor være 7 m-linjen. Hverken profilene VII eller VIII har vært berørt av den.

Om en vil gjennomgå de 5 profiler som står igjen, vil en ikke finne noe nytt. De vil bare fortelle den samme historie om de to postglaciale transgresjoner med påfølgende regresjoner. Steinlaget vil finnes i alle 5 planterester i de samme uhntatt i I. I profil II er det et 1 dm tykt lag av virkelig torv, som antas å ligge på det sted hvor den er dannet. I de øvrige profiler synes derimot det organiske materiale å befinne seg på sekundært leiested. I profil V er imidlertid et mørkt lag på 2 cm, som kan tenkes å være en gammel dagflate. Dette lag er dekket av et 14 cm tykt lag av grovt skjellgrus, kastet opp under maksimum av den siste transgresjon.

I fig. 2 er profilene med de forskjellige lag inntegnet.

OVERSIKT

Som tidligere nevnt er dobbeltlinjen e—f skåret av grøfta 44 m o. h. Denne linje er det høyeste linjenivå som med sikkerhet kan påvises på Tromsøy. Der den skjæres, er materialet sandblandet leir, og de fossiler som er funnet er alle arktiske. Stigingen av landet fra dette nivå synes å ha foregått nokså kontinuerlig, og linjene M' og M'' gjør seg lite gjeldende i terrenget. Noen antydning til en lengere stans i stigingen ved disse linjer var det ikke, og skjell ble ikke funnet. Heller ikke var det noe særlig å bemerke ved skjæringen mellom grøfta og Tapes-linjen. Under denne senking av strandlinjen var det hele tiden temmelig dypt utenfor stranden, hvor det bare ble avsatt en sterkt sandblandet leir. Der såes ikke spor etter en strandfauna, og dyrelivet på noe dypere vann synes også å ha vært fattig. Først i det nivå hvori prøve 16 i profil VIII er tatt, tyder materialet på at her er en nær en stranddannelse med en littoral fauna. Det er derfor grunn til å tro at nettopp der i en høyde av 10—11 m over det nåværende havnivå er regresjonen opphørt og havnivået ved begynnelsen av en stiging. De skjell som er funnet i den nevnte prøve, viser at de klimatiske forhold må ha vært ganske gode og ikke så lite bedre enn nå på disse bredder. En må derfor kunne slutte at den strandlinje som det her er tale om er den såkalte boreale strandlinje, som således skulde ligge ca. 10,5 m over den nåværende strandlinje på vestsiden av

Tromsøya. Ved denne strandlinje begynte den første av de transgresjoner som i det foregående er nevnt og som etter det materiale som foreligger, ikke kan være noen annen enn den kjente Tapes-transgresjon. Under denne transgresjon, som især profilene VI og VIII bærer vitnesbyrd om, steg havflaten fra 10,5 m til 18 m, som er høyden av b-linjen på dette sted. Denne stiging av havnivået på 7,5 m kan påvises i strandlinjediagrammet pl. 11 i (3).

Etter at Tapes-transgresjonen hadde nådd sitt maksimum ved b-linjen, begynte regresjonen, og under strandlinjens synking fra 16 til 12 m antas det å ha vært dravis som har båret sand og grus fra stranden utover grunnhavet og på den måten dannet steinlaget. Regresjonen må imidlertid ha fortsatt til strandlinjen nærmet seg den nåværende, for i de profiler hvis overflate ikke når høyere enn 7 m, er det i de fleste påvist planterester, men da disse igjen er overleiret av lag av nokså reint skjellgrus, må det ha vært en ny transgresjon. Under denne siste transgresjon steg havflaten fra et nivå som ikke kan ha vært meget forskjellig fra det nåværende, til en strandlinje som på Langnes ligger 7 m o. h. og er en av de lettest påviselige strandlinjer på disse kanter. Stigingen antas å ha vært på ca. 6 m. I strandlinjediagrammet er den ennå ikke funnet.

Det arktiske element i den nålevende molluskfauna i farvannene ved Tromsø er på grunnlag av et materiale på over 100 arter funnet å være 50 %, og for å få tall til sammenlikning er en liknende beregning foretatt i listen over skjellene fra Langnes. Skjønt det nærmere undersøkte materiale må anses for å ha vært for lite og i flere av prøvene så finknust at noen arter er blitt redusert til ubestemmelige skjellbiter, gir dog de funne tall visse holdepunkter for bedømmelsen av forholdene under avsetningen av disse banker. Det ser således ut til å ha vært et forholdsvis kaldt klima under Tapes-transgresjonen og dens maksimum. Noe bedre var det under regresjonen, skjønt det i løpet av den tid er antatt å ha vært en periode med så kalde vintre at en lett isdrift i sundene var mulig. Da de siste lag i VIII og VII og lag 7 i VI ble avsatt, var de klimatiske forhold bedret så meget at det da var et klima omtrent som nå ved Tromsø. Noen Tapes-fauna, som skulde tyde på et varmt klima, er således ikke funnet. Sammenliknes listen med den tilsvarende for forekomstene ved Tjellsundet, vil en finne 25 arter i den siste liste som ikke finnes i materialet fra Langnes, de fleste boreale eller lucitanske. Dessuten er det ti arter som ikke er sjeldne ved Tjellsundet, men bare er funnet

Nr.	Lokalitet:		I					1
	Prøve:		1	2	3	4	5	
	Høide i m. o. h.:		1,65	1,43	1,22	1,07	0,82	
1.	Anomia ehippium, Lin	b	6	14	-	4	8	6
2.	— aculeata, Lin	b	-	-	-	-	-	-
3.	Pecten islandicus, Müll	a	+	+	-	+	+	+
4.	Mytilus edulis, Lin	b	5+	2+	2	+	+	+
5.	— modiolus, Lin	b	+	+	+	-	1+	1
6.	Crenella decussata, Mont	a	1	4	1	-	1	1
7.	Nucula nucleus, Lin	l	-	-	-	-	-	-
8.	Leda minuta, Müll	a	-	-	-	1	1	-
9.	Cardium edule, Lin	l	+	2	-	+	-	-
10.	— nodosum, Turt	b	-	-	-	-	-	-
11.	— exiguum, Gmel	l	-	-	-	-	-	-
12.	— fasciatum, Mont	b	-	-	-	-	-	-
13.	Cyprina islandica, Lin	b	-	-	-	-	-	-
14.	Astarte borealis, Chemn.	a	8	4	4	9	6	14
15.	— banksii, Leach	a	-	-	-	3	2	-
16.	— elliptica, Brown	a	4	2	-	2	5	-
17.	Venus gallina, Lin	b	-	-	-	-	-	-
18.	Timoclea ovata, Penn	b	-	-	-	-	-	-
19.	Lucina borealis, Lin	b	-	-	-	-	-	-
20.	Axinus flexuosus, Mont	b	-	-	-	-	-	-
21.	— gouldii, Phil	a	-	-	-	-	-	-
22.	— sarsii, Phil	a	-	1	-	-	-	1
23.	Cyamium minutum, Fabr.	b	2	10	5	1	-	2
24.	Kellia suborbicularis, Mont	b	-	-	-	-	-	-
25.	Montacuta substriata, Mont	b	-	-	-	-	-	-
26.	— bidentata, Mont	l	-	-	-	-	-	-
27.	Macoma calcarea, Chemn.	a	1	2	-	2	-	-
28.	— balthica, Lin	b	-	13	3	-	-	8
29.	— fabula, Gronov	l	-	-	-	-	-	-
30.	Thracia truncata, Brown	a	-	-	-	-	1	-
31.	Mya truncata, Lin	a	2	2	1	+	3	1+
32.	Saxicava pholadis, Lin	a	-	-	-	2	2	-
33.	— arctica, Lin	a	-	4	2	-	-	-
34.	Lophyrus albus, Lin	a	-	-	-	-	1	-
35.	Modiolaria corrugata	a	-	-	-	-	-	-
36.	Boreochiton ruber, Love	a	8	28	13	12	31	1
37.	— marmoreus, Fabr.	a	-	-	2	1	4	2
38.	Tectura virginea, Müll	b	-	-	-	-	-	-
39.	— rubella, Fabr.	a	7	25	9	13	6	3
40.	Puncturella noachina, Lin	a	1	8	2	-	3	4
41.	Emarginula crassa, Sowb.	b	-	-	-	-	-	-
42.	Scissurella crispata, Flmg	a	-	-	-	-	-	-
43.	Mølleria costulata, Møll	a	1	2	-	-	-	-
44.	Margarita grønlandica, Chemn	a	-	-	-	2	1	-
45.	— olivacea, Brown	a	5	3	3	-	-	1
46.	Gibbula cineraria, Lin	b	-	-	-	-	-	-
47.	— tumida, Mont	b	-	-	-	-	-	-
48.	Morvillia undata, Brown	a	-	-	-	-	-	-
49.	Amauropsis islandica, Gmel	a	-	-	-	-	-	-
50.	Lunatia grønlandica, Lin	a	-	-	-	-	-	-
51.	— nana, Møll	a	-	-	-	-	-	-
52.	Natica clausa, Br. & Sow	a	-	-	-	-	-	-
53.	Trichotropis borealis, Br. & Sow	a	-	-	-	-	-	-
54.	Littorina littorea, Lin	b	-	2	-	3	+	-
55.	— rudis, Maton	c	9	47	33	4	6	28
56.	— obtusata, Lin	b	6	14	9	14	29	109
57.	Lacuna pallidula, d. Costa	b	-	-	-	-	-	-
58.	— divaricata, Fabr.	a	-	-	-	-	-	-
59.	Hydrobia ulvæ, Penn	b	1	-	-	-	-	-
60.	Onoba striata, Mont	b	12	10	2	-	4	-
61.	— aculeus, Gould	b	-	-	-	-	-	-
62.	Alvania punctura, Mont	l	-	-	-	-	-	-
63.	Rissoa interrupta, Ad	b	-	-	4	-	2	1
64.	— inconspicua, Ald	l	-	1	-	-	-	-
65.	— sp.	-	-	-	-	-	-	-
66.	Skenea planorbis, Fabr.	b	1	7	3	-	1	1
67.	Turbonilla indistincta, Mont	l	-	-	-	-	-	-
68.	Parthenia eximia, Jeffr.	b	-	-	-	-	-	-
69.	— interstincta, Mont	l	-	-	-	-	-	-
70.	— spiralis, Mont	l	-	-	-	-	-	-
71.	Odostomia unidentata, Mont	b	-	-	-	-	-	-
72.	Homalogyra atomus, Phil	l	-	-	-	-	-	-
73.	Thesbia nana, Lov	b	-	-	-	-	-	-
74.	Bela pyramidalis, Strøm	a	-	1	-	-	-	-
75.	— elegans, Møll	a	-	1	-	-	-	-
76.	— trevellyana?	a	-	-	-	-	-	-
77.	Trophon truncatus, Strøm	a	-	3	-	-	-	-
78.	— clatratus, Lin	a	-	-	-	-	-	-
79.	Polytropa lapillus, Lin	b	2	-	1	-	-	1
80.	Pyrene rosacea, Gould	a	-	-	-	-	-	-
81.	Buccinum undatum, Lin	b	2	-	1	+	1	2
82.	Cylichna alba, Brown	a	-	-	-	-	-	-
83.	Spirialis retroversus, Flmg	l	-	-	-	-	-	-
84.	Portlandia sp.	a	-	-	-	-	-	-
85.	Sipho sp.	a	-	-	-	-	-	-
Arter ialt			23	28	20	20	25	21
Arter arktiske			11	16	9	9	15	10
			47,8	57,1	45,0	45	60,0	47,6
Arter boreale og lucitanske			12	12	11	11	10	11
			52,2	42,9	55,0	55,0	40,0	52,4

i 1 eksemplar på Langnes. Disse arter har altså forsøkt å gjøre et framstøt nordover. De 25 er blitt stoppet på veggen, og de ti har nok nådd fram, men har ikke kunnet leve videre. Forskjellen i geografisk bredde har derfor gjort seg ganske sterkt gjeldende. Ved Tjellsundet, spesielt ved Steinsland og Evenskjær, var det arktiske element i faunaen relativt svakere enn på Langnes, men variasjonen i sammensetningen synes stort sett å være den samme (2). Jeg kan derfor fastholde hva jeg ved tidligere anledninger har hevdet, at den atlantiske tid i Nord-Norge, iallfall nord for Lofoten, ikke som sørpå var en varm og fuktig periode, men en kald og fuktig (3).

LITTERATUR

1. Grønlie, Ole T. Nord-Norge under og efter istiden. Foredrag i Polyteknisk forening for Troms og Finmark fylker. Tromsø 1921.
 2. — Strandlinjer, morener og skjælføremster i den sydlige del av Troms fylke. Norges geol. unders. 94, Kristiania 1921.
 3. — On the Traces of the Ice Ages in Northern Norway. Norsk geol. tidsskr. 20, Oslo 1940.
-

Ms. mottatt mars 1945.

ET NYTT MAMMUTFUNN FRA NORGE

AV

A. HEINTZ

Med 4 figurer i teksten og engelsk summary.

Sommeren 1941 ble det sendt en gjenstand til Universitetets Oldsaksamling fra dagbladet »Lågen«s redaksjon. Den var funnet under grøftegraving i Fåvang, Gudbrandsdalen. Oldsaksamlingen oversendte funnet til paleontologisk museum til nærmere undersøkelse. Det viste seg å være et godt bevart, relativt stort stykke av en mammutstøttann (fig. 1).

Som bekjent er det tidligere gjort 5 funn av mammuttenner her i Norge, nemlig: en kinntann fra Vågå i 1886, en kinntann fra Otta i 1910—11, en kinntann fra Dovre i 1929, et bruddstykke av en støttann ved Jessheim i 1930 og endelig igjen en kinntann fra Vågå 1933. De fire første er beskrevet og avbildet av Bergersen (1932) og oppbevares i paleontologisk museum, mens det femte, som senere vil bli beskrevet av ham, midlertidig er på Odontologisk institut.

Alle kinntennene fra Norge er funnet liggende løse i elvegrus, bekker o. l. Jessheim-støttannen ble derimot oppdaget i et grustak, omtrent 2—3 meter under overflaten (Holtedahl, 1931, 1942).

Angående funnomstendighetene av støttannen fra Fåvang, skriver Ivar Høvig (dagbladet Lågen), som sendte tannen til Oslo, følgende:

»Gjenstanden ble funnet under grøftegraving like sønnenfor stasjonsbebyggelsen i Fåvang, og lå i 2 meters dybde i et lag av fin sand . . . Ved utgravningen ble det brutt et stykke på ca. 10 cm av den tykkeste enden på gjenstanden. En del av den tynne enden står igjen i sidekanten av grøften. Hvor lang denne enden er, er ikke godt å vite. Men folkene der oppe har fått beskjed om å merke av stedet hvor funnet ble gjort, om det senere skulde bli aktuelt å gjøre nærmere undersøkelser.«

I slutten av august 1941 reiste jeg til Fåvang for å se på funnstedet og muligens prøve å oppdage nye rester av mammuttannen. Takket være formannen, snekkermester Slettens elskverdighet, ble

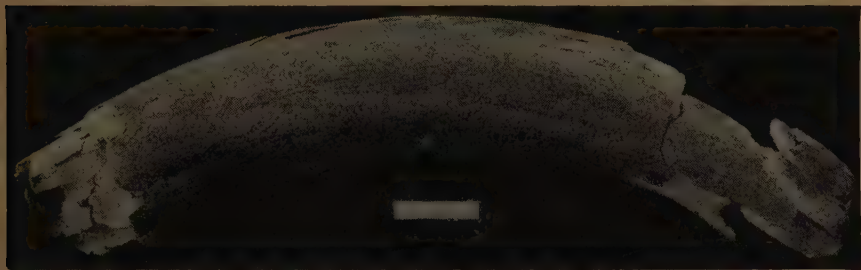


Fig 1.. Mammutstøttann funnet i Fåvang, Gudbrandsdalen. Fra siden.
B. Mauritz foto.



Fig. 2. Mammutstøttann fra Fåvang. Tykkeste ende sett forfra.
B. Mauritz foto.

alt tilrettelagt på beste måte for mine undersøkelser. Stedet hvor tannen ble funnet lå like ved hovedveien på Ø-siden av Losna-vannet noe S for stasjonsbebyggelsen ved Fåvang (fig. 3). En vannledning skulde graves dypere ned, for å unngå frostfaren, og under utgravingen ble så tannen funnet. Grøften ble igjen kastet opp på stedet hvor tannen hadde ligget og jeg fant noen få mindre stykker av den. Dessverre var det ikke noe mer å finne.

Som bekjent ligger det ganske store morenemasser på begge sider av nordenden av Losna. Man ser særlig tydelig i jernbaneskjæringen N for stasjonen de imponerende grusmasser på V-siden av sjøen. Men også på Ø-siden finnes det store grusavsetninger, både helt nede ved sjøen og på forskjellige steder høyere opp. Hovedveien skjærer



Fig. 3. Grustaket i Fävang, hvor tannen er funnet. Hovedveien i forgrunnen. Tannen ble funnet 2 m under det sted stokken står. Billedet tatt mot NØ.
A. Heintz foto.

seg gjennom en av disse morener, slik at det er et forholdsvis stort grustak på østsiden av veien. Akkurat her ble tannen funnet (fig. 3). Funnstedet ligger som nevnt ca. 2 m under veiens overflate, men da veien her er skåret igjennom grusmassene, lå den opprinnelig minst 5—6 m under morenens overflate. Selve tannen lå i et temmelig grovt sandlag med enkelte småsten på opptil 1,5 cm. Sanden var tydelig lagdelt. Omtrent en meter over finnestedet lå det et markert lag av litt grovere grus med opptil 7—10 cm store stener. Alle stenene var tydelig avrundet. Den øverste meter bestod også av grov sand, med enkelte gruslag og en del mindre stener. I grustaket umiddelbart øst for veien danner mer sandige lag den laveste delen, den øverste består av grovt grus med delvis temmelig store stener (fig. 4). Overalt kan man spore lagdeling, som dog på enkelte steder er temmelig utvisket. Overflaten av grusmassene er noenlunde horisontal og danner en mer eller mindre markert terrasse (fig. 3), som skråner raskt i retning av sjøen. Terrassens overflate ligger omtrent 12—15 m over Losnas vannspeil, dvs. ca. 190—195 m o. h.

Den tydelige lagdelingen av grusmassene viser at de var avsatt under vann. Vår mammuttann er altså blitt transportert et kortere



Fig. 4. Øverste del av grustaket hvor tannen er funnet. Billedet tatt mot SØ.
A. Heintz foto.

eller lengere stykke vei i likhet med alle de andre mammutfunn i Norge.

Selve tannen (fig. 1 og 2) er forholdsvis godt bevart, men er sterkt oppsprukket og meget skjør. Under utgravingen ble den beskadiget i begge ender, som viser friske bruddflater. En rekke småbiter fulgte imidlertid med tannen, og som sagt fant jeg selv en del fragmenter.

Enkelte av disse biter passet så godt til hinannen at de kunde limes sammen og så festes til selve tannen. Selv om ikke hele det avbrutte stykke lot seg rekonstruere på denne måten, da mange bruddstykker var blitt borte, kan man allikevel bestemme tannens lengde, da man på begge ender etter sammenlimingen fikk stykker med opprinnelige, sterkt forvitrede bruddflater (fig. 1 og 2).

Tannen er tydelig bøyd, svakt sammenpresset fra sidene, derved er tverrsnittet ikke rundt, men ovalt (fig. 2). Tannens største lengde er 540 mm, omkretsen i den tykkeste enden — 260 mm (diameter 83×76 mm), i den tynneste — 235 mm (diameter 77×73 mm). Det er ingen spor av pulpahulen på tykkenden, og ingen antydning til spiss på den tynneste. Det er derfor vanskelig å bestemme med noenlunde sikkerhet hvor lang tannen opprinnelig var. En viss peke-

pinn kan vi allikevel få ved å sammenligne vårt bruddstykke med bedre oppbevarte tenner. I paleontologisk museum i Oslo er det en rekke tenner fra Sibir. Ved å måle enkelte av dem fikk jeg følgende tall: Den minste tann er 210 mm i omkrets (diameter ca. 70 mm) og er 155 cm lang. Den avtar gradvis i tykkelse mot spissen. En annen kortere tann på bare 145 cm er tykkere ved basis — 290 mm i omkrets (ca. 100 mm i diameter) og smalner forholdsvis raskt og jevnt av mot spissen. Av større tenner er en på 190 cm med delvis avbrukket spiss. Den var opprinnelig sikkert over 200 cm lang. Den er 400 mm i omkrets på det tykkeste og avtar svært lite i tykkelse til å begynne med, på midten er den 350 mm i omkrets, og ved $\frac{3}{4}$ av sin lengde ennå 260 mm. Den tilspisses meget raskt mot enden. Det samme gjelder andre større tenner. En som måler 225 cm er på det tykkeste 450 mm i omkrets, 120 cm fra enden er den ennå 420 mm, 30 cm fra spissen 350 mm i omkrets og 25 cm — 250 mm. Den tilspisses raskt de siste 20 cm. Den største hele tannen vi har er ca. 250 cm lang, den er 450 mm i omkrets på det bredeste og avtar relativt jevnt mot spissen. Sannsynligvis er den største tannen i samlingen et bruddstykke av en mektig tann. Den er ca. 190 cm lang, 470 mm i omkrets i den tykkeste ende (hvor pulpahullet er vel bevart) og 400 mm i den annen ende. Den er således usedvanlig jevn i tykkelse og målte opprinnelig sikkert innpå 3 m. Pfitzenmayer (1926) oppgir også en rekke målinger for mammutstøttenner fra Sibir. En av de minste tenner han beskriver er en meget sterkt krummet tann på ca. 185 cm's lengde med den største omkrets på 250 mm. Han mener at den tilhørte et voksent dyr, sannsynligvis en hun. En annen tann målte 279 cm og var ved basis 380 mm i omkrets. En meget stor tann med omkrets på 600 mm ved basis målte 367 cm. Den største tann han har målt var 416 cm lang og veide ca. 80 kg.

Som nevnt er vår tann 260 mm i omkrets på det tykkeste og 235 på det tynneste — den avtar således lite i tykkelse. En skulde derfor anta at stykket har ligget omtrent midt i tannen og det har sannsynligvis tilhørt en tann på opptil 200 cm's lengde, da vår minste tann på 210 mm i omkrets måler 155 cm, og tannen beskrevet av Pfitzenmayer på 250 mm i omkrets måler 185 cm. På den annen side er det lite sannsynlig at den var stort større. De fleste tenner som er over 2 m er tykkere selv på midten enn vår tann (350—420) og tykkelsen avtar først temmelig nær spissen. Skulde man således anta at vårt bruddstykke lå nærmere spissen på en stor tann, var det å vente

at den vilde avta sterkere i tykkelse. Den tilhørte sikkert et fullvoksent dyr. Jessheim-støttannen er 93 mm i diameter, altså ikke særlig tykkere en vår tann med den største diameter på 83 mm.

Slik som tannen foreligger nå er den meget sterkt oppsprukket og skjør. Overflaten er brunlig-gul, i friske brudd er tannen skinnende hvit. Det tynne brune overlaget sitter temmelig løst, hele tannens indre er spaltet i konsentrisk ordnede, mer eller mindre tykke koner, dessuten deler mange langsgående sprekker de midtre deler i mindre partier (fig. 2). Det er utenkelig at tannen slik som den er nå har kunnet tåle en nevneverdig lang transport. I en hurtig rinnende bekk vilde den blitt brukket i småbiter på en ganske kort strekning. Da begge bruddflatene er tydelig forvitret, er det klart at den kom til sitt »hivlested« allerede som et bruddstykke. Men på den tiden måtte tannen ha vært ganske annerledes solid, siden den ikke var mer skadet under transporten. At transporten ikke var helt smertefri ser man av at tannen var brukket i minst tre deler, og at bruddflatene er mer eller mindre avrundet.

Vårt funn gir således ingen sikre holdepunkter for løsningen av problemet når mammuten har levd i Norge. Som bekjent mener Øyen (1916) at både mammuten og moskusoksen har levd i Norge i senglaisal tid under *Mytilus*-nivået og muligens *Portlandia*-nivået. Også Frödin (1916) bemerker under en diskusjon om mammutfunn i Sverige og Finnland at »Den möjligheten torde ej heller alldeles böra förbises, att mammuten möjligen lefvat kvar under senglacial tid, i det att den följt den tillbakaryckande isranden i spåren«. Den alminneligste oppfatning er derimot den at mammuten har levd i Skandinavia i den siste interglasialtid, og at de rester vi finner nå i morener eller andre istidsavsetninger, ligger på et sekundært avleiringssted; opprinnelig har de vært oppbevart i interglasiale avsetninger, som ble nederodert under den siste istiden (Bjørlykke 1941, Brøgger 1914, Collett 1911—12, Frödin 1916, Høltedahl 1931, 1940, 1942, Ramsay 1931, Reusch 1910 m. fl.). Da er det mer forståelig hvorfor man først og fremst finner tenner av mammuten — de andre skjeleddeler, som er mindre motstandsdyktige, er forvitret eller ødelagt under transport. Man kunde også vente, hvis mammuten virkelig har levd så sent som i senglacial tid, at man skulde finne mer fullstendige skjelettrestre, og meget mer tallrike tannfunn.

Professor Høltedahl har gjort meg oppmerksom på beretningen om det siste mammutfunn i Sverige, som fullt ut bekrefter den anta-

gelse at mammuten har levd i siste interglasial tid i Skandinavia (Festin 1944). Sommeren 1943 ble det i et grustak ved Pilgrimsta i Storsjötraktene, Jämtland, funnet en rekke rester av mammut: et stort fragment av en overarmsknokkel, et fragment av en støttann, fragment av et skinneben og et nesten helt lårben. På samme sted ble det funnet et bruddstykke av rensdyrhorn. Det mest interessante er imidlertid at funnet er gjort i en utvilsom interglasial avsetning, som lå under en typisk morene. Vi kan altså nå med sikkerhet konstatere at mammuten har levd i Skandinavia i interglasial tid, og da er det selvsagt også rimelig å anta at alle de spredte funn vi kjenner fra Norge også stammer fra samme tid, og er bare sekundært avsatt i avleiringer fra siste istid.

SUMMARY

In the summer 1941, at Fåvang in Gudbrandsdalen was discovered a fragment of a mammut tusk. It lay 2 m below the level of the main road to Fåvang, but as the road was here cut through a moraine it was originally covered with at least 5—6 m of glacial deposits. The fragment is 54 cm long, with a diameter from 83 to 73 mm. It was strongly weathered and cracked. It has belonged to a tooth of about 2 m's length. It is the 6th mammut tooth found in Norway.

LITTERATUR

- Bergersen, B. Die Mammutfunde in Norwegen. Norsk Geol. Tidsskrift. Bd. 11, H. 3—4. Oslo 1932.
- De norske mammuttenner. Den Norske Tannlægefor. Tidsskr. H. 7. Oslo 1932.
- Bjørlykke, K. O. Geologi. Fjerde utgave. Oslo 1941.
- Brøgger, W. C. Norges geologi. Norge 1814—1914. Bd. 2. Kristiania 1914.
- Collett, R. Norges pattedyr. Kristiania 1911—12.
- Festin, E. Mammutfyndet i Pilgrimsta. Fornvårdaren. Bd. 8. H. 4. Östersund 1944.
- Frödin, G. Ett par nyare svenska mammutfynd. Geol. För. Förhandl. Bd. 38. H. 1. Stockholm 1916.
- Holtedahl, O. Hvordan landet vårt blev til. Oslo 1931.
- Geologi. Oslo 1940.
- Vår forunderlige klode. Oslo 1942.
- Pfitzenmayer, E. W. Mammutleichen und Urwaldmenschen in Nordost-Sibirien. Leipzig 1926.
- Reusch, H. Norges Geologi. Norges Geol. Undersøk. Bd. 50. Kristiania 1910.
- Ramsay. Geologiens grunder. Bd. 2. Stockholm 1931.
- Øyen, P. A. Mammut og Moskusoksen i vort land. Festskr. til prof. Amund Helland. Kristiania 1916.
-

Ms. mottatt 16. april 1945.

EN PERMISK SANDSTENS- OG KONGLOMERATGANG VED STORSJØEN I RENDALEN?

AV

PER HOLMSEN

Bergartene langs Storsjøen i Rendalen er tidligere beskrevet av en rekke forfattere, av hvilke K. O. Bjørlykke har gitt den mest fullstendige beskrivelse (1). Han nevner samtidig de tidligere forfatters arbeider.

I denne lille meddelelse skal jeg omtale en bergart fra Andrå ved Storsjøen, hvis eiendommelige natur synes å ha undgått de tidligere forfatters oppmerksomhet. Bjørlykke nevner (1) side 43—44: »Søndenfor Andåens utløp står dels en rød sandholdig skifer, dels en opknust rødflekket kvartsit med enkelte lag av rød skifer; — —» Denne forekomst fikk jeg anledning til å besøke da jeg høsten 1944 opholdt mig noen dager ved Andrå under den geologiske kartlegging av kartbladet Ytre Rendal. Siden Bjørlykke besøkte disse trakter er veien langs Storsjøen omlagt og går nu nede langs vannet ved Andåens utløp. I en veiskjæring like syd for den nye bro over Andåen står en finkornig rød bergart, som må være den samme som Bjørlykke nevner. Den inneholder enkelte, op til hodestore knoller av forskjellige bergarter; bl. a. så jeg en hodestor, rund knolle av en gneisaktig bergart. Den finkornige bergart har en viss breksjestructur, og min første innskytelse var at denne bergart måtte være å opfatte som en rivningsbreksje, dannet ved forkastningsbevegelsene av selve den store Rendalsforkastning. De enkelte rundete eller kantslitte fremmede knoller oppfattet jeg som et pseudokonglomerat, opstått ved den indre friksjon under forkastningsbevegelsene.

Nede ved stranden av Storsjøen 200—300 m syd for Andåens utløp er der blottet et merkelig konglomerat hvis natur jeg skal forsøke å gi en beskrivelse av. I sin minst pressete skikkelse viser det kantslitte og rundete stykker av forskjellige bergarter kittet sammen uten noen

som helst ordning efter knollenes størrelse, som varierer fra omkring hodestørrelse ned til de fineste fragmenter i grunnmassen. Blandt de løse blokker i Storsjøens strandgrus har man et godt utvalg av renvaskete prøver av bergarten. Der finnes blokker med mere finmateriale og blokker som inneholder fortrinsvis større bruddstykker, både kantete, kantslitte og rundete. De bergarter som inngår som bruddstykker, synes for det meste å være grunnfjellsbergarter. Kvartsiter og lignende er rikt representert. Videre er der pegmatitkvarts og enkelte små skiferbiter. I det hele tatt er konglomeratet så usortert og polymikt som vel mulig. Dertil kommer at det for det meste er »presset«. Slirer og slepper gjennomsetter bergarten, som derved får et svakt skifrig utseende. Retningen av disse slepper er steilt nord—syd-gående. Der finnes dog også helt upressete varianter blandt de løse blokker i strandgruset.

Forekomstens hele utbredelse er 200—300 m syd for Andåens utløp. Litt lenger syd står rød grunnfjellsgranit som er gjennemsatt av tallrike slepper.

Jeg antok til å begynne med at konglomeratet var å opfatte som en særlig merkelig utformet rivningsbreksje. Efter at jeg imidlertid har fått noen preparater av disse bergarter til min rådighet, har jeg måttet forandre min opfatning. Jeg har i alt 4 preparater, tre fra forekomsten like syd for Andåens utløp og ett fra en breksjelignende bergart som danner den østlige begrensnng av den fossilførende skifer- og kalkstensforekomst beskrevet (1) side 44, ca. 1200 m nord for Andåens utløp. I preparat fra den finkornige bergart i veiskjæringen syd for broen sees for det meste mineralfragmenter av kvarts og mikroklin, ett enkelt fragment av en sur bergart, samt flere fragmenter av tett mylonit. Ett upresset bergartsfragment av en bergart ganske lik moderbergarten finnes også. Ett preparat av grunnmassen, »svakt presset konglomerat« fra stranden ca. 250 m syd for Andåens utløp viser for det meste upressete mineralfragmenter av kvarts og mikroklin. Flere slepper går gjennom preparatet, og i håndstykket sees mange slepper og slirer. Det tredje preparat er av en middelskornig grønn sandsten med røde strøkorn, ca. 200 m syd for Andåens utløp. I mikroskopet sees klastiske korn av mikroklin og sterkt undulerende kvarts. Det fjerde preparat av bergarten ca. 1200 m nord for Andåen har helt upresset struktur, men består av mineralfragmenter av kvarts og mikroklin som i sin tur er presset.

Ifølge den mikroskopiske undersøkelse er det utelukket at der foreligger et pseudokonglomerat. Den klastiske natur må være ekte nok, men det er en annen sak at sedimentet er blitt noe opknust. Hvilke tektoniske bevegelser kan det så være som har virket?

Bergartene i området ved Storsjøen har vært påvirket av to forskjellige slags bevegelser. Først de kaledonske fjellkjedebevegelser som har deformert og forskifret hele bergartskomplekset. Endog en del av grunnfjellet er revet med i overskyvningene (således det lille grunnfjellsområde ved Mistra, og dessuten et lite grunnfjellsparti oppe i vestskråningen av Andråsberget). Hele sparagmitformasjonen med sine øiegneiser er blitt forskifret og forskjøvet, det samme gjelder de kambrosiluriske skifre som i sin tid lå over sparagmitavdelingen. Etter avslutningen av fjellkjedebevegelsene har dernest to sett forkastningsbevegelser delt op komplekset i et antall blokker. Best kjent er den store nord—syd—gående forkastning gjennom Rendalen, som allerede er omtalt av Kjerulf, og som alle senere geologer er enige om. Videre eksisterer et annet øst—vest—gående forkastningssystem som er mindre utpreget, og som i tid sikkert henger nøie sammen med det første. Ved disse forkastningsbevegelser er de små fossilførende partier av kambrosilur blitt opbevart, idet de som også Bjørlykke fremhever, er å opfatte som »innsunkne partier langs en større vertikal forkastning« (1, side 45). Den samme forkastning har jeg tidligere beskrevet fra områdene lenger nord under navn av Brydalsforkastningen (2).

Det er da den store nord—syd—gående forkastning som har virket på sandstens- og konglomerat-dannelsene like syd for Andåen. De nord—syd—gående slepper er tydelig utviklet langs hele Storsjøen, både i grunnfjellsgraniten syd for Andråen og i sparagmitene nordover, hvor bergartene til dels har en rent mylonitisk karakter. Tilbake står da spørsmålet om sandstenens og konglomeratets alder. Det kan neppe være tale om at det er det kambriske basalkonglomerat, det vilde etter all sannsynlighet vært utviklet som kvartskonglomerat eller i hvert fall hatt en annen utvikling. Dessuten vilde det vært »presset« etter den kaledonske forskiftingsretning som er meget utpreget ellers hos bergartene. Min opfatning av denne sterkt lokale forekomst er at det dreier sig om materiale som er skyllet ned i selve forkastningsspalten, og som er blitt kittet sammen og siden noe »presset« ved de stadig gjentatte forkastningsbevegelser. Den geologiske alder vil

da være den samme som av forkastningen. Det finnes en teoretisk mulighet for en nøiaktig alderbestemmelse. Kanskje en iherdig geolog en gang i fremtiden vil finne permiske plantefossiler i den røde sandstensbergart i veiskjæringen like syd for broen over Andåen?

LITTERATUR

- (1) K. O. Bjørlykke: Det centrale Norges Fjeldbygning. N. G. U. nr. 39, 1905.
- (2) Per Holmsen: Geologiske og petrografiske undersøkelser i området Tynset —Femunden. N. G. U. nr. 158, 1943.

Ms. mottatt 4. januar 1945.

OM DANNELSEN AV DE NORDLANDSKE KARSTHULER

AV

GUNNAR HORN

Under den siste istid var hele det område hvor de nordlandske karsthuler finnes, dekket av en iskappe. Ved sine undersøkelser av Grønligrotten i Nord-Rana kom J. Oxaal¹ til det resultat at hulen var dannet engang under et avsnitt av istiden, mer spesielt dengang en isbre fylte Rødvassdalen (hvor Grønligrotten ligger på østsiden). Han sier (l. c. p. 19—20): »Under et avsnitt av istiden, sandsynligvis nære dennes avslutning, har der gaat en mægtig jøkel ned gjennom Rødvassdalen og har fylt op denne dal til en høide av mindst 200—250 m over dalbunden [hulen ligger ca. 200 m over denne]. Smeltevandet som har rindt av bræen, har søkt sit avløp under bræen, mellem denne og den faste fjeldgrund . . . [og] har . . ., idet det naaede ned til kalkstenen, hat en mulighed for at kunde finde sig et avløp gennem denne let opløselige bergart.« Oxaal fastslår således utvetydig den glasiøle oprinnelse av Grønlihulen, men henlegger tydeligvis dannelsen til breens randsoner og kommer ikke inn på temperaturforholdene i fjellet under og utenfor en isbre. Disse er imidlertid, som det vil fremgå av det følgende, av fundamental betydning for forståelsen av huledannelsen i isdekte trakter. W. Werenskiöld² kom ved teoretiske betraktninger til det resultat, at under en aktiv isbre er temperaturen praktisk talt på isens smeltepunkt. Har breen en større bredde enn 400 m, vil det frosne fjell på begge sider ikke møtes under breen, hvor vi følgelig får et område med ufrosset fjell. Dette gjelder Spitsbergen, hvor han regner med en årlig middeltemperatur på $\pm 8^{\circ}$ C. Ved de undersøkelser som H. U. Sverdrup og H. W. son Ahlmann i 1934 utførte på Spitsbergen over de glasiologiske forhold ved Isachsen-

¹ Kalkstenshuler i Rana (i: Aarbok for 1914, utgit av H. Reusch). Kra. 1914. — N. G. U. Nr. 69.

² Frozen earth in Spitsbergen. Kra. 1922. — Geofysiske publikationer. Vol. 2. Nr. 10.

fonna (79° 9' n. br.), er spørsmålet helt klarlagt. De målinger som blev gjort, gav til konklusjon at fjellet under isområdene og breene på Spitsbergen måtte ha en temperatur av 0° eller til og med høyere.¹ Der fjellet på Spitsbergen ikke er dekket av isbre, er det frosset til et dyp av 200 à 250 m. For forståelsen av karstfenomenene i før isdekte områder er dette overordentlig viktig, idet smeltevann fra *undersiden* av breen dermed kan få høve til å trenge inn på kløfter og sprekker i fjellet; og består fjellet av kalksten eller en annen karstbergart kan vi få huledannelse (*subglasial forkarstning*).² Vannet vil altså kunne trenge ned i fjellet hvorsomhelst uten hensyn til topografien; og huler dannes i fjellet under isdekket. Det er da klart det blir et rent tilfelle som avgjør hvor inngangen kommer til å ligge; og den »umulige« posisjon huleinngangene på mange steder har, får på denne måte en god forklaring. Oxaal mener tydeligvis at det er smeltevann ved *randsonene* av breen som har vært det virksomme; men efter ovenstående er det motsatte tilfellet: Det er vann fra *undersiden* av breen som har trengt ned i fjellet. Noen forbindelse mellom randsonene av breene og den posisjon hulene har skulde således ikke kunne la sig påvise. Vannet vil altså trenge inn på fjellsprekkene, så sant disse har de nødvendige dimensjoner, d. v. s. er farbare for vannet, som nærmere utviklet av O. Lehmann.³ Er bergarten oppløselig, som kalksten, begynner vannet straks å utvide passasjene. Det virker først og fremst ved sin *opløsende* evne; og de formelementer vi finner i hulene våre, tyder også på at sammenhengen er som her angitt. Noe fast materiale vil vannet alltid føre med sig; og når uren kalksten løses op, kan uopløselige mineraler bli igjen som et sandaktig residuum. Mekanisk erosjon av noen betydning kan sjelden påvises i hulene.

Først cirkulerer altså vannet på spalter og langs andre kanaler i fjellet, farbare for vannet. Huledannelsen synes fortrinsvis å ha gått for sig der hvor spaltene skjærer et bestemt lag i kalkstenen, som altså

¹ H. U. Sverdrup. The temperature of the firn on Isachsen's plateau, and general conclusions regarding the temperature of the glaciers on West-Spitsbergen. (Scientific results of the Norwegian-Swedish Spitsbergen Expedition in 1934. III.) — Geografiska Annaler 1935. Sth.

² G. Horn. Über die Bildung von Karsthöhlen unter einem Gletscher. — Norsk Geografisk Tidsskrift. B. 5, H. 8. Oslo 1935.

³ Die Hydrographie des Karstes. Lpz. 1932. — Enzyklopädie der Erdkunde, Teil [7].

på grunn av strukturelle eller mineralogiske eiendommeligheter har vært lettere oppløselig enn andre skikter. Vannet fyller hulrummet helt og der dannes — som hulene viser — rum med et sirkulært eller elliptisk tverrsnitt. Oxaal (l. c. p. 20) mener at det sirkulære tverrsnitt er »fremkommet ved den sterke avslitende virksomhet av de medførte faste bestanddeler«. Han støtter sig her åpenbart til Katzer-Bocks såkalte efforasjonsteori. Etter denne skulde vann under høit trykk og ved mekanisk erosjon »bore ut« (lat. *efforare*) gangene. Det sirkulære eller elliptiske tverrsnitt er riktignok fremkommet ved at vannet har fylt hele tverrsnittet og altså stått under trykk; men bevegelsen kan ha vært langsom. Hulene våre bærer, så vidt jeg kan bedømme det, alle tegn på i hovedsaken å være dannet ved oppløsning, ikke ved mekanisk erosjon. Strømmet vannmassene med stor kraft gjennom hulen og førte meget faste bestanddeler med sig, kunde vi vel også vanskelig få alle de fremspring og fint utmodellerte detaljer som vi faktisk har i så mange av de nordlandske karsthulene, om kanskje ikke så typisk i Grønligrotten.

Om hulrum skal forekomme, det avhenger av den grad av kløfting fjellet har, og av de muligheter vannet har hatt for å sirkulere på kløftene (og etter andre åpninger i fjellet); dessuten av om der i kalkstenen er særlig lett oppløselige lag. Utvidelsen til større hulrum foregår — ved oppløsning — overalt langs de passasjer vannet følger. At det med stor kraft skulde være presset inn i fjellet er det på ingen måte nødvendig å tenke sig for å forklare hulene. En vanlig sirkulasjon, som til og med godt kan ha vært meget langsom, efter de kløfter og passasjer som er farbare for vannet, og gjennom et tilstrekkelig langt tidsrum, er forklaring god nok.

Efter det kjennskap vi nu har til de nordlandske karsthulene, er der ingen prinsipiell forskjell mellem dem og andre karsthuler. De norske hulene har bare ikke de store dimensjoner som mange utenlandske. Men her må vi ta tidsmomentet i betraktning; for det er klart, at jo eldre hulene er, desto større er også mulighetene for at de kan være utviklet med store rum.

Ms. rec. November 1944.

CONTRIBUTIONS TO THE DEVONIAN FLORA OF WESTERN NORWAY. III.

BY

OVE ARBO HØEG

With 1 Figure, 6 Plates.

In 1931 I published a small paper on some fossil plants from the Middle Devonian of the Nordfjord area, and in 1935 a second contribution, based upon a new collection from the same localities. The present paper deals with some additional material from Nordfjord and from other areas along our western coast.

I beg to express my thanks to Professor Th. G. Halle, Stockholm, who has given me permission to examine and describe the specimen from Nordfjord, and to Professor Th. Vogt, Trondheim, who has put at my disposal his collections from some of the other localities.

The specimens were examined and photographed more than 5 years ago; owing to the present conditions the descriptions published here have to be based on the photographs only, the specimens themselves being inaccessible at the moment. I have also had access to a very limited part of the literature only.

1. The Life-Form of *Hyenia sphenophylloides* Nath.

In the collections of the Paleobotanical Department of the Riksmuseum, Stockholm, there is a large slab brought home about 30 years ago by Professor Halle from the Devonian at the Gjegnalund Glacier, Nordfjord. It bears several branches of *Hyenia*. They are not particularly well preserved in detail, but there is scarcely any reason to doubt that they belong to *H. sphenophylloides*, which Nathorst described from this locality. Most of the branches are detached and scattered without any order on the slab, but three of them, at least, are still seen in organic connection with a thick horizontal axis, which is partly preserved along one edge of the slab (Pl. I, fig. 1). From what is known about *Hyenia* from other countries, this axis may be called a rhizome, or ground axis. It is preserved in a length of some-

what more than 10 cm, but it is nowhere seen in its entire thickness; evidently it has been at least 2 cm thick, probably more, but very uneven. Each branch is borne on a cushion, which in its present laterally compressed state is triangular, with one side considerably longer than the other, the longer side being the basal, or proximal, one. The length of the cushion may be as much as 3 cm, or perhaps more, its height 2 cm. The specimen gives the distinct impression that the cushions have not formed a single line: As seen on the photograph reproduced, the cushion on the extreme left, with an incomplete branch, and the second cushion to the right of it, both seem to lie in the plane of the bedding of the rock, while the cushion between them (the one bearing the left one of the longer branches) distinctly seems to belong to another plane.

The branches preserved are about 10 cm long, but incomplete; how much longer they have originally been cannot be judged. They are parallel to each other, forming angles of about 60° to the rhizome.

This specimen shows us that *H. sphenophylloides* has the same life-form as *H. elegans* from the Middle Devonian of the Continent. That this was the case, was made probable by a small specimen in Nathorst's material (1915, Pl. I, fig. 4), which has preserved the widened basis of three branches. Also in some of his other specimens there are features which are understood in the light of the specimen described above.

In 1936, in a popular account of the fossil floras of Norway, I published a drawing of *Hyenia*, based particularly on the reconstruction of *H. elegans* by Kräusel and Weyland, in combination with the said specimens depicted by Nathorst. As it has now been confirmed that this reconstruction holds good in the case of *H. sphenophylloides*, the drawing is republished here.

2. The Flora at Døsvik, Ørlandet.

On the peninsula of Ørlandet, on the north side of the mouth of the Trondheim Fjord, Professor Th. Vogt in 1926 discovered fossil plant remains at Døsvik, on the north side of the peninsula (Vogt 1929, p. 61). Personally I have not seen the locality, but according to Professor Vogt there is scarcely any more to be found than the small collection which he brought home, and which he kindly submitted to me.



Fig. 1. *Hyenia sphenophylloides* Nath., reconstructed.
Etter „Naturen“.

The specimens are preserved in a rather hard and fine-grained shale, splitting in fairly regular planes; but the specimens are very fragmentary and show few details.

a. *Psilophyton rectissimum* n. sp. (Pl. II, figs. 1—4). — The species is represented by several axes of a uniform character. They are straight or nearly so, up to 17 cm long, not tapering upwards and thus giving the impression that the complete specimens must have been very much longer. No apical parts are preserved. The breadth is uniform, 4—5 mm, or in a single case (Pl. II, fig. 3) 7 mm. They are very sparingly branched. The longest specimen is not branched at all, while in a few other cases there is a branching of distinctly lateral type (Pl. II, fig. 3); the side-branch is then nearly as thick as the main axis, the direction of which, however, is not altered perceptibly at the point of ramification. — The surface is smooth and even, or nearly so, but bears spines. These are lacking in some parts, but it is difficult to say whether this fact corresponds to the original condition, or the spines have been lost before or during the fossilization. In other parts the spines are very numerous. They are about 3 mm long, straight, pointed, standing out at right angles. In a few places the scars left by the spine bases are seen on the surface of the fossil (Pl. II, fig. 4); they are circular and distributed without any

order. There are a few cases suggesting that the bases have been widened, but this is not certain.

What is left of organic matter is carbonized, giving no hope for maceration. Along the middle of the stem there is, in a few places, a somewhat thicker layer, fairly well delimited and resembling the remains of a central strand; but this interpretation is quite uncertain, and at all events no anatomical details are left.

Affinity. Although we know only restricted parts of the vegetative system of this plant, we may safely, with the necessary reservation for the defective material, refer it to the genus *Psilophyton*. But it is impossible to identify it with any species previously known. Its long and straight axes, of uniform thickness and sparingly branched, give it a very characteristic appearance, which would no doubt make it easy to recognize the species if it should be found in other localities. I therefore, in order to facilitate reference, feel it correct to give it a new name:

Psilophyton rectissimum. Diagnosis: Axes long and straight, of uniform thickness 4—5(—7) mm, sparingly branching pseudomonopodially, bearing acute spines about 3 mm long, standing out at right angles. — Holotype PA 1269 (Pl. II, figs. 1, 2), Paleontological Museum of the University, Oslo.

b. *Hostimella* (Pl. I, figs. 2—4, Pl. II, fig. 5). — There are a few naked branch-systems, mostly of a strictly dichotomous type. They do not look as if they all belong to one and the same species, but it is scarcely possible to say anything more definite about their affinity.

c. Sporangium of a psilophyte (Pl. II, figs. 6, 7). — The collection comprises a single specimen of a fertile telome. It has a thin, straight stalk, about 1 cm thick, widening upwards, so that there is a gradual transition into the sporangium. The latter is 5 mm long and 3 mm wide, oval and obtusely pointed, with some delicate but distinct longitudinal lines or ridges below the middle. To judge by the number visible (Pl. II, fig. 7) there may have been something like 30 of them, if they have occurred at the same distances all round the sporangium. It is not possible to say with full certainty how great part of this body has been taken up by the spore-case itself; probably it has been the greater part of it. The wall makes the impression of

having been rather thick, but perhaps the organ has been immature when fossilized. No maceration has been attempted, on account of the scarcity of the material, and also because there would be very little hope of success.

At first sight the specimen has some resemblance to *Sporogonites exuberans* Halle from Røragen, but if it is correct that the whole of the oval part in our specimen has contained spores, this character, among others, shows that it is no *Sporogonites*. Our specimen is the fertile branch of some psilophyte or other. A closer determination is impossible on the basis of this material.

Age of the flora. — Among the few plant forms known from Døsvik, there is no typical Middle Devonian species. Nevertheless, the flora might belong to the lower part of the Middle Devonian, but from what is present and what is lacking, one would rather suggest a Lower Devonian age, if one should express an opinion on the basis of such a scanty material, which really is insufficient. It is regrettable that no more is left, as more complete remains of this flora no doubt would have made us acquainted with some interesting plant forms.

3. The Flora of Tristein.

In 1926 Th. Vogt discovered some Devonian fossil plants on a small skerry near the island of Tristein, off Vällersund (see Vogt 1929, with map, cf. also Vogt 1924). The first fossils, collected by Vogt, were sent to Professor Halle, who referred them to *Psilophyton princeps*.

In the summer 1927 I visited the locality. In contrast to Professor Vogt, I was very fortunate as regards the weather conditions: The sea was so calm as it very rarely is in these exposed places, and, having gone out in a somewhat larger motor-vessel, my assistant (a fisherman from Vällersund) and I were able to row about in a small dingey from one skerry to the other. Some of the skerries on which we landed, were so small and low that in most days of the year they would be inaccessible, even if the swell was very moderate. — Fossil plants were found in several places. The Devonian sediments mostly consisted of coarse conglomerates and sandstones, but there were lenses of more fine-grained sandy shales of red colour, and here the plants might be both numerous and fairly well preserved, although

with no anatomical structure left. I gave the localities different numbers, but in reality the flora is so uniform that it is not necessary to keep them apart. — Also my collections were sent to Professor Halle, but returned later; until now they have not been mentioned in any scientific publication.

a. *Psilophyton* sp. (Pl. III, IV, V). — The dominating species, present on a great number of slabs, is a spinous psilophyte of considerable size. It is represented by numerous fragments which, in spite of their different aspect, probably all belong to one species.

The thickest axes are 5 mm thick (Pl. III). They are rather coarse and often slightly curved. They branch frequently, with internodes up to 5 cm long, and mostly in regular dichotomy, indications of overtopping being scarce. All these coarser axes bear numerous spines, which seem to be 3—4 mm long, with somewhat widened bases; most of the spines are half erect, while others stand out at nearly right angles.

Other axes (Pl. IV, V) are more slender, about 3 mm thick, with prolonged, straight main axes, bearing lateral branches which often are only slightly thinner than themselves. The spines of these axes are shorter and less coarse than those of the thicker stems, and seem to form more open angles. Axillary tubercles (see Høeg 1942, p. 173) are distinct in several cases (Pl. V, fig. 1).

Some of the lateral branch-systems are naked, of the *Hostimella* type. Such branches are seen in connection with the spinous axes, for instance in Pl. V, fig. 1, which also shows that an ordinary spinous axis may end, apically, in a spineless part. Naked branch-systems, with regularly dichotomous dividing, are also found detached and scattered in great number among the other fossil remains.

Extreme tips are scarce. It is of interest to note that in addition to those of the thin naked branches there is a case of another type, seen in the lower right-hand side of Pl. III: It is the enrolled tip of a spinous axis, rather thick and bearing well developed spines at least out to fairly near the very end. If this specimen really belongs to the same species as the naked branches, it throws some light upon a certain side of the morphology of the plant: It shows that the thicker axes are not only basal, always ending in more slender and less thorny ones, but that they themselves might end directly in enrolled tips of the characteristic primitive type.

No fertile telomes are found.

That the naked branch-systems belong to the spinous axes of the relatively slender type is certain enough from the organic connection observable, while it may be questioned if the latter have formed parts of the same plant as the thickest ones. There seems to be transitions from one type to the other, so probably there is no reason to doubt that it is so; but the proof in the form of organic connection is lacking.

Affinity. In spite of the extensive material it is not easy to determine the name and systematic position of a plant like the present one, even if one disregards the possible doubt as to the combination of the various parts.

The thickest axes (Pl. III) have a striking resemblance to some of the specimens of *Psilophyton princeps* from Gaspé; however, a specific identity is out of the question, provided that they really, as assumed here, belong to the same plant as the thinner axes. On the other hand slabs like the one reproduced in Pl. IV, with its association of spinous and naked axes, are indistinguishable from the Middle Devonian plants described as *Asteroxylon*. But the entire lack of typical *Thursophyton* stems would form an argument against referring the plant to the genus *Asteroxylon*, and in view of the considerable number of specimens examined some weight must be attributed to this negative evidence. Finally one might also recall *Ps. Goldschmidtii*, to which some of the thinner axes and branch systems have a great resemblance.

The difficulty is that the delimitation of these plants, their inter-relationship and generic position, are far from clear. These questions will scarcely be solved until the whole group has been taken up to a comparative study on a broad basis, and, particularly, until the organization of the various species of *Psilophyton* and their ranges of variability have been cleared up. Most probably it will then turn out to be inevitable to institute a new form genus for all cases when it is impossible or difficult to decide whether the fossil belongs to *Psilophyton* or *Asteroxylon*, or, in some cases, even to *Drepanophycus*. These three genera must be regarded as natural ones.

Until such a revision has been undertaken it is really of no great use, or perhaps even be a disadvantage, to refer a plant like the one from Tristein to one or the other species. Regrettable as it is, I there-

fore find it most correct provisionally to call our plant only *Psilophyton* sp., keeping in mind that the genus *Asteroxylon* may as well come into consideration.

b. *Hyenia* (*Hyeniopsis*?) *ramosa* n. sp. (Pl. VI). — Of this species there are only a couple of specimens with a few fragmentary stems. The preservation is not good, but they show up fairly well when photographed.

The stems are straight, mostly about 5 mm thick, but sometimes more. They are only preserved in lengths upwards to 10 cm. As is often the case in *Hyenia*, the lateral organs are not exactly verticillate, although more or less on the same level. In the present specimens these side-organs are not of a foliar nature, but branches, which, from somewhat widened bases, stand out at angles of 45° or somewhat more. The branches are much thinner than the stems. They are straight, or slightly curved outwards. Mostly they bear ramifications of second order, which may probably be called leaves, although they seem to be thin, straight, undivided, and rigid, looking more like branches than leaves. It cannot be seen if they are verticillate; in some cases (Pl. VI, fig. 2) they are certainly not regularly so. It happens that the branches of first order are simple, evidently without any 'leaves' (see, e. g., the right-hand specimen on Pl. VI, fig. 1), but it is difficult to say if this represents the original condition, as it seems to do, or if the more delicate side-organs have been lost. — In the cases when the branches of first order have disappeared, either before or during the process of fossilization, their widened bases are left.

Affinity. — This plant is rather different from the type species of the genus, *Hyenia sphenophylloides*, particularly because the main stems have branches in the places of leaves. Otherwise the arrangement is more or less the same. *H. Vogtii* from Spitsbergen (Høeg 1942) is a connecting link, a certain number of the leaves on the main axis of that species being replaced by branches. We may therefore refer our plant to *Hyenia*, at least provisionally.

H. Vogtii is the type species, and, so far, the only species, of the subgenus *Hyeniopsis*, characterised not only by the said branching, but also by the presence of spines. In our specimens from Tristein there is no trace of spines. If we refer them to *Hyeniopsis*, the diagnosis of that subgenus will have to be altered accordingly.

Our plant no doubt represents a new species, and in spite of the defective material I propose to give it a new specific name:

Hyenia (Hyeniopsis) ramosa. Diagnosis: Stems rigid and coarse, 5 mm and more in thickness, with subverticillate branches from widened bases. Branches bearing thin (terete?) 'leaves' in subverticillate arrangement. — Holotype PA 1193 (Pl. VI, figs. 1, 2), Paleontological Museum of the University, Oslo.

In the cases when the main branches have fallen off, their widened bases alone being left, it is of some interest to compare the *Hyenia* from Tristein with some fossils described and figured previously from other localities. Particularly there is a close resemblance between our Pl. VI, fig. 3 and a fossil from Spitsbergen which I have figured a few years ago (1942, Pl. XXXV, fig. 1). I then expressed the opinion that it belonged to some relative of *Hyenia*, an assumption which has now received a strong support. As regards other cases in older literature, see references l. c. (Høeg 1942, p. 88).

Age of the flora. — As far as we know, *Hyenia* is one of the most characteristic Middle Devonian genera (as regards its distribution, see Høeg 1942, p. 87), and even if the new species from Tristein is rather different from the type, it is a plant which, to judge by its organization, at once suggests the Middle Devonian. The psilophyte occurring more or less in the same beds might belong to the upper parts of the Lower Devonian; but it may also have come from somewhere up in the Middle Devonian, and probably that will be the correct age of the beds.

LITERATURE CITED

- Høeg, O. A. 1931. Notes on the Devonian Flora of Western Norway. — Kgl. Norske Vid. Selsk. Skr. 1931, No. 6, pp. 1—18, Pls. I—VIII. Trondheim.
- 1935. Further Contributions to the Middle Devonian Flora of Western Norway. — Norsk Geol. Tidsskr., Vol. 5, pp. 1—18, Pls. I—IV. Oslo.
- 1936. Norges fossile flora. — Naturen 1936, pp. 7—21, 47—61, 84—94. Bergen. [Also published in reprint as guide, Pal. Mus., Oslo.]
- 1942. The Downtonian and Devonian Flora of Spitsbergen. — Norges Svalb.- og Ishavs-unders. Skr., No. 83, pp. 1—228, Pls. I—LXII. Oslo.
- Nathorst, A. G. 1915. Zur Devonflora des westlichen Norwegens. — Bergens Mus. Aarb. 1914—15, No. 9, pp. 1—34, Pls. I—VIII. Bergen.
- Vogt, Th. 1924. Plantefossiler fra Storfosens devoniske lagrække. — Naturen 1924, pp. 53—56. Bergen.
- 1929. Beretning om undersøkelser i somrene 1924—1928. — Norges Geol. Unders., No. 133, pp. 50—65. Oslo.

EXPLANATION OF PLATES

The specimens, when nothing else is stated, belong to the Paleontological Museum of the University, Oslo. The photographs are not retouched.

Plate I.

Fig. 1. *Hyenia sphenophylloides* Nath., from the Gjegnalund Glacier, Nordfjord. Belongs to the Riksmuseum, Stockholm. Nat. size — Figs. 2—4. *Hostimella*, from Ørlandet: Døsvik. PA 1271, 1275, 1266. Nat. size.

Plate II.

Ørlandet: Døsvik.

Fig. 1. *Psilophyton rectissimum* n. sp., holotype. PA 1269. Nat. size. — Fig. 2. Part of same. $\times 4$. — Fig. 3. Same species, branching axis. PA 1267. Nat. size. — Fig. 4. Same species. PA 1267. $\times 4$. — Fig. 5. *Höstimella*. PA 1276. Nat. size. — Fig. 6. Sporangium of a psilophyte. PA 1272. Nat. size. — Fig. 7. Same. $\times 4$.

Plate III.

Psilophyton sp., from Tristein. Coarse axes. PA 1298. Nat. size.

Plate IV.

Psilophyton sp., from Tristein. PA 1299. Nat. size.

Plate V.

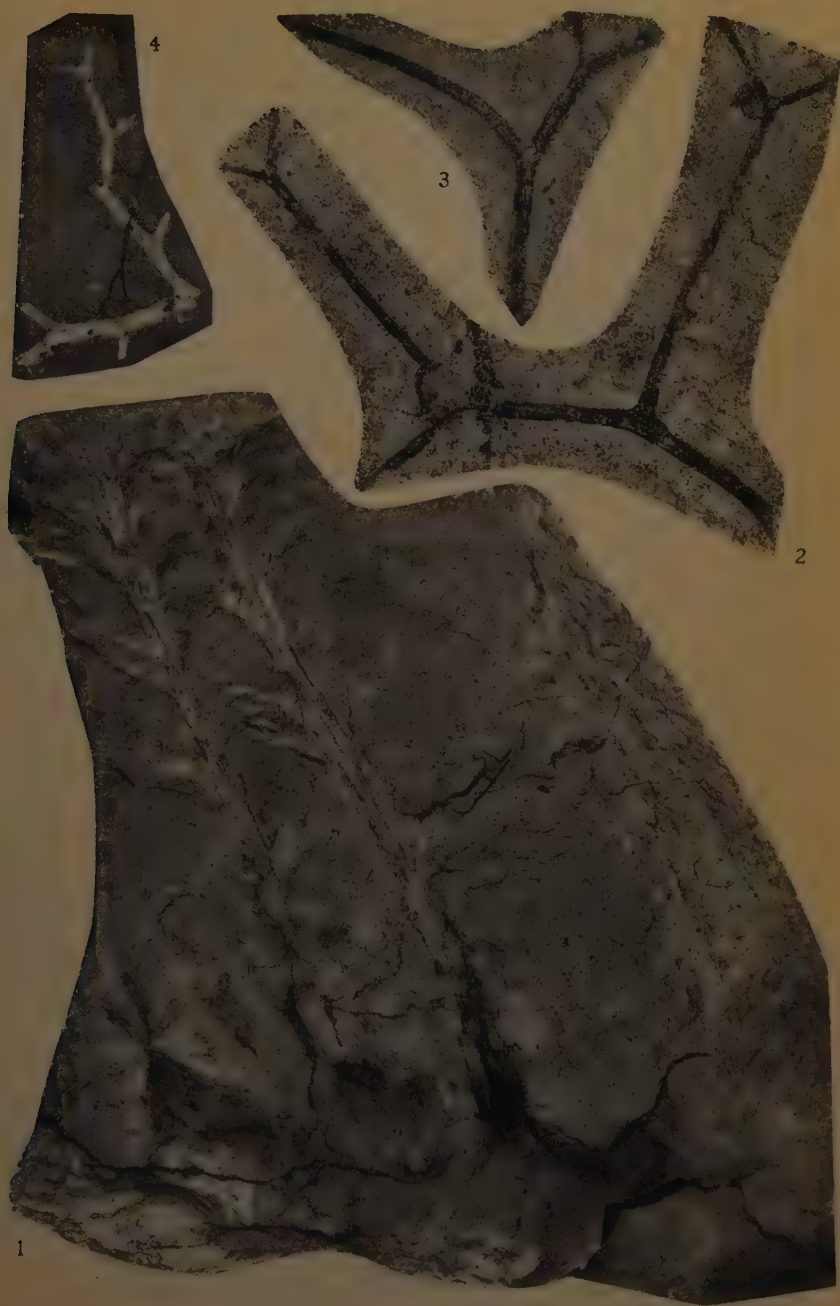
Tristein.

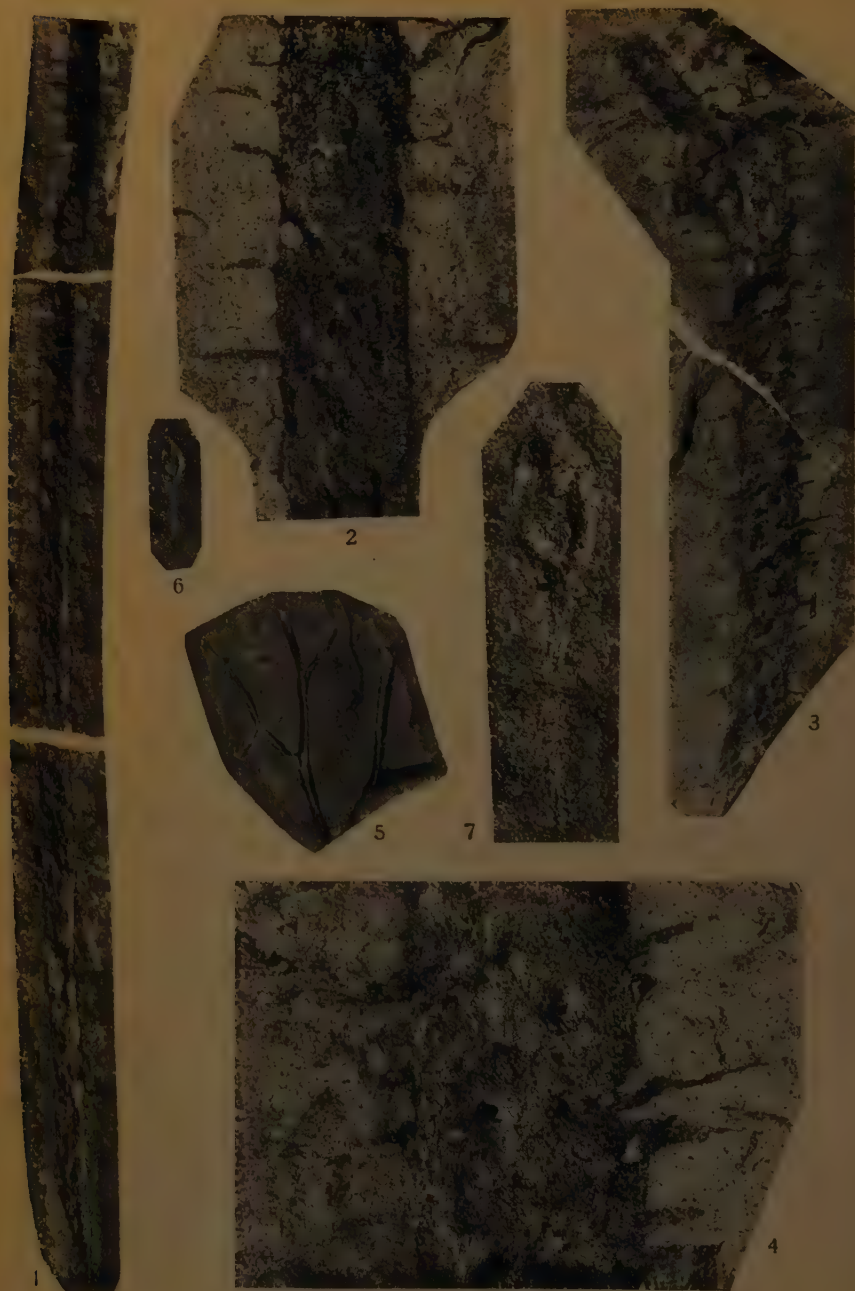
Fig. 1. *Psilophyton* sp. PA 1236. Nat. size. — Fig. 2. Same species. PA 1281 a. Nat. size. — Fig. 3. Same species. PA 1295. $\times 3$.

Plate VI.

Tristein.

Fig. 1. *Hyenia ramosa* n. sp., holotype. PA 1193. Nat. size. — Fig. 2. Detail of same. $\times 2$. — Fig. 3. Same species. PA 1219. Nat. size. — Fig. 4. Same species. Nat. size.













Ms. rec. Dec. 9, 1944.

PETROFABRIC ANALYSIS OF A QUARTZITE FROM THE BERGSDALEN QUADRANGLE, WESTERN NORWAY

BY

ANDERS KVALE

10 figures in the text.

Abstract. In a flattened quartzite the two symmetrical slip planes are very unequally developed in the biotite (34 and 3 percent) and muscovite (33.5 and 0.5 percent) fabric diagrams. In the quartz diagram a maximum with the remarkable concentration of 37.5 percent lies 38° from the major slip plane. All diagrams have monoclinic symmetry with the line of intersection between the slip planes as the B axis. Field evidence points to this direction as the a axis. Muscovite axes show strong concentration in this direction, and the position of the quartz maximum proves it to be maximum III, both facts confirming the set-up of fabric axes as determined in the field.

The conclusion must be that the symmetry of fabric diagrams is not always a reliable indicator of the direction of tectonic transport.

During my structural investigations in the Bergsdalen quadrangle east of Bergen I have found in a quartzite a fabric of a very unusual character, so that it deserves a special description.

In the central southern part of the quadrangle, throughout an area of about 8 by 15 km, the rocks have been subjected to very strong deformation. The rocks occurring are quartzite, mica schist, altered rhyolite, dacite and basalt, and granodiorite. The deformation has resulted in a considerable stretching, which is visible in every hand specimen as well as in the landscape. The direction of stretching is in the middle part of this area due east, in the northern part about $E 10^\circ N$, and in the southern part $E 10-15^\circ S$. The degree of stretching can be determined by a measurement of the pebbles in quartzite conglomerates, which occur in several localities. In most places the pebbles are shaped like walking sticks and pencils, the dimensions being 1 by 3 by 100 cm etc. A recalculation of the original shape of the pebbles, based on the assumptions that no change in volume has taken place and that the longest diameter was twice the length of the shortest diameter leads to the conclusion that the pebbles in the



Fig. 1. Quartzite with prominent lineation and cross joints.
Near Grøndalsvatn, Samnanger.

various localities have been stretched from 5 to 10 times their original length. In one locality, near the farm Dyrhovden, lying 1 km west of Grøndalsvatn, which is 30 km east of Bergen, the pebbles are shaped like swords, with the ratio of the medium and the smallest diameters being 5 : 1 to 15 : 1. The ratio of the largest and the medium diameters cannot be determined but is at least 10:1, possibly up to 20:1.

The sample of quartzite examined was taken in a roadcut near Grøndalsvatn, about 1 km from the conglomerate described. Here is no possibility of measuring the degree of lengthening, but the prominent lineation gives an impression of considerable stretching (Fig. 1).

The rock is a massive quartzite with no visible banding. It splits, however, along parallel planes dipping 30° towards S 15° W. On these planes is seen a prominent lineation pitching 9° W. Cross joints strike normal to the lineation, and dip about 75° E, and some less regular, oblique joints strike nearly parallel to the cross joints but dip about 45° E.

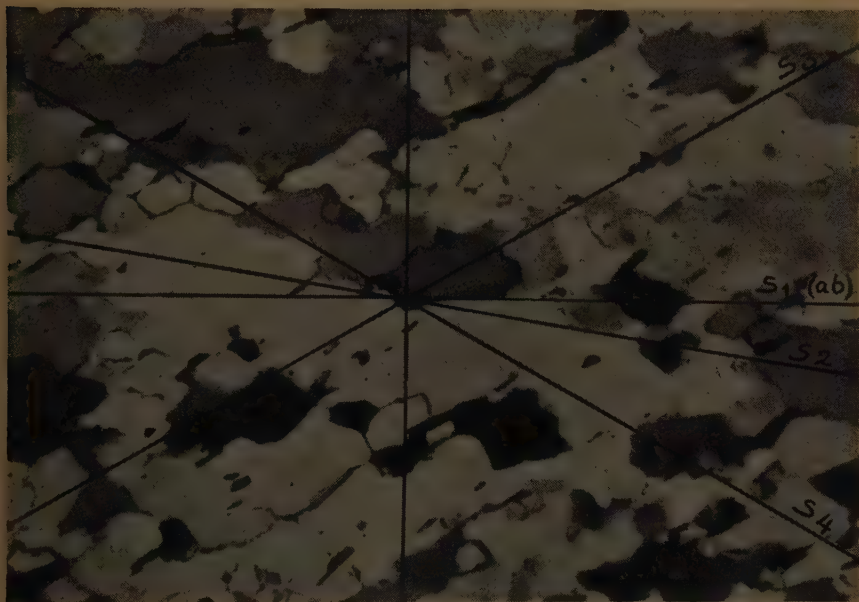


Fig. 2. Section (a) normal to the lineation. $58\times$ Nicols +.

Description of Thin Sections.

Of this quartzite were prepared three thin sections mutually perpendicular to each other; (a) normal to the lineation, (b) parallel to the lineation and normal to the planar structure, and (c) parallel to the planar structure.

a. In the thin section cut normal to the lineation the rock is homogeneous, consisting of quartz grains of various size with tiny flakes of brown biotite and of muscovite, evenly distributed throughout the rock (Fig. 2). The amount of muscovite is at least three times that of biotite. Parallel intergrowths of the two minerals are seen in some grains. The biotite is in some places altered to chlorite. In small quantities occur garnet, zircon, tourmaline, and iron ore. It is worthy of notice that part of the tourmaline is arranged in rows parallel to the main mica s plane (s_3). No segregation in layers of larger and smaller grains can be seen.

The quartz grains range in length from 0.08 to 1 mm and in width from 0.05 to 0.5 mm. The small grains are more or less equidimensional, while the medium grains are commonly elongated, the ratio

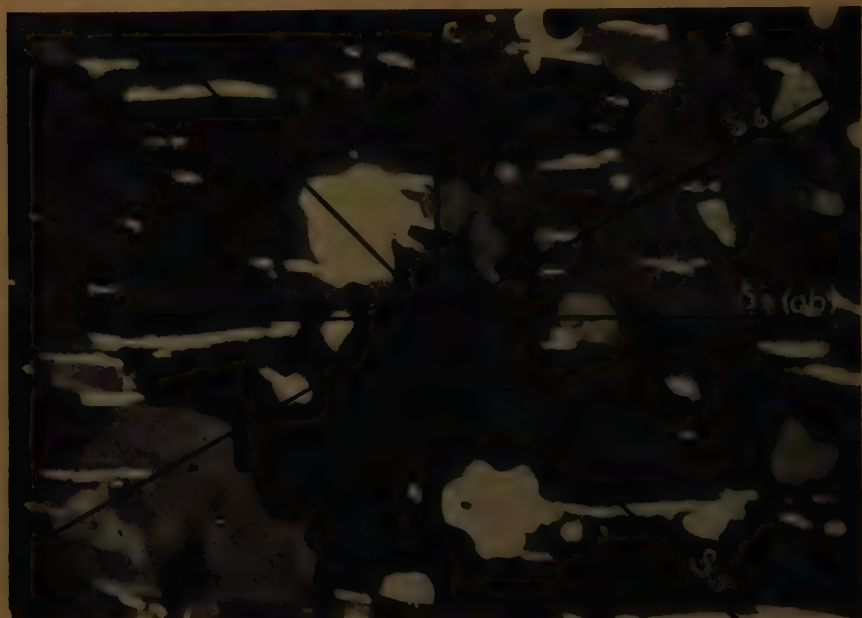


Fig. 3. Section (b) parallel to the lineation and normal to the foliation.
58 $\times$ Nicols +.

between the longest and the shortest diameters usually being 3 : 1 or 4 : 1. Many of these grains have parallel outlines, thus marking an s plane (s_2), which forms an angle averaging 8° with the macroscopic s plane (s_1). The larger grains are irregular in shape, but are invariably broken into rods along lines parallel to s_2 , which in this way is strongly emphasized. The rods have slightly varying extinction.

Another s plane (s_3) is marked by the outlines of several quartz grains. This plane forms an angle of about 30° with s_1 and of 38° with s_2 .

A third s plane (s_4) is followed by the outline of some quartz grains, which are partly broken into needles parallel to the plane. Also s_4 makes an angle of 30° with s_1 , which thus bisects the angle between s_3 and s_4 .

Under crossed nicols nearly all quartz grains extinct simultaneously, proving an unusually good orientation.

The biotite and the muscovite occur as tiny grains of a fairly even size, being 0.08—0.15 mm long and 0.015—0.030 mm thick. They

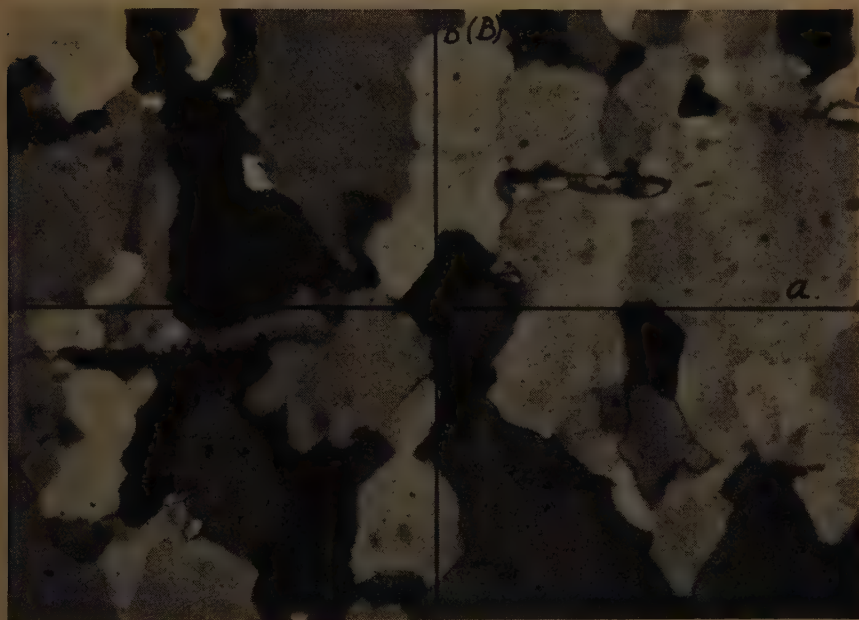


Fig. 4. Section (c) parallel to the foliation.
58 $\times$ Nicols +.

lie between the quartz grains and are oriented after s_3 with some spreading apparently caused by the variations in direction in the outline of the quartz grains.

In this section are seen some cracks, most of which go through several grains. Some of the cracks are normal to s_1 , others dip northward forming angles with s_1 ranging from 10° to 80° with a maximum around 55° — 60° . Only few cracks dip southward, their angles with s_1 being 45° — 55° .

b. In the section cut parallel to the lineation and normal to the macroscopic s plane (Fig. 3) the smaller quartz grains (0.1—0.2 mm) are round or polygonal. In several grains is seen a tendency to a hexagonal outline with angles of 55° — 60° between adjoining sides. Many of the larger grains (0.3—0.5 mm by 0.15—0.2 mm) are generally parallel oriented with their longest dimension parallel to the trace of s_1 . Other grains have a very irregular outline and are broken into smaller grains with slightly varying orientation along lines which are irregular and show no parallelism. In the outlines of several quartz

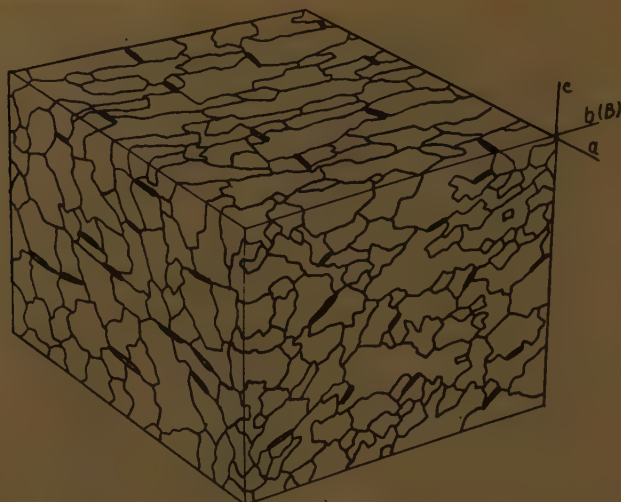


Fig. 5a. Block diagram composed of drawings of the three thin sections.

grains are seen two other directions, s_3 , which makes about 45° with s_1 and dips eastward, and the weaker s_6 , which makes about 30° with s_1 and dips westward.

Under crossed nicols most quartz grains are dark throughout the rotation of the table, showing that a great majority of the grains have their c axes nearly normal to the sections, and in good accordance with the tendency to a hexagonal outline described above.

The micas are in this section strictly parallel to s_1 . They are 0.1—0.4 mm long and 0.01—0.03 mm thick, rarely 0.05 mm. No cracks or joints are seen, a rather surprising fact, as several joints, normal and inclined to the lineation, occur in the outcrop.

c. In the section cut parallel to the macroscopic s plane (Fig. 4) (s_1) the smaller quartz grains are nearly equidimensional while the larger grains (0.3—1.5 by 0.2—0.4 mm) show a good parallel orientation with their longest diameters normal to the megascopic lineation. The larger grains are broken into parallel rods, which are 0.08—0.15 mm wide. As many quartz grains are more or less rectangular, the outlines of these grains show a direction parallel to the megascopic lineation.

Under crossed nicols the quartz shows the same good orientation as in the other sections.

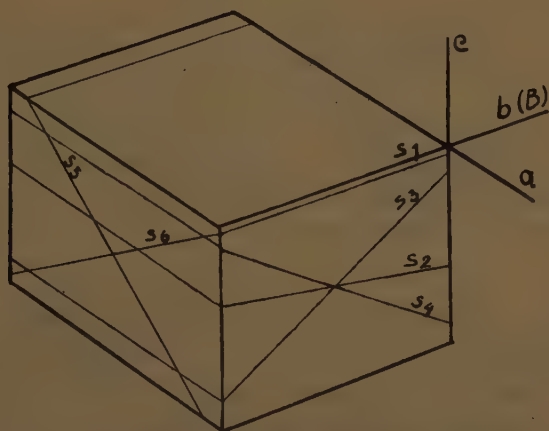


Fig. 5b. The same block showing position of s planes.

The micas are in this section nearly parallel to their base, but the grains are not equidimensional, as might have been expected. They are 0.1—0.4 mm by 0.02—0.05 mm and have their longest diameters parallel to the megascopic lineation.

This is one of the rare cases, where the orientation of the minerals can to a large extent be determined by the ordinary study of oriented thin sections, without the aid of petrofabric diagrams. Fig. 5 is a block diagram of a rectangular specimen with the top surface parallel to the macroscopic s plane and the edge pointing forward (a) parallel to the megascopic lineation. The block diagram was prepared from drawings made in a Reichert Universal-Mikroskop. The drawings were pasted on cardboard sheets which were again pasted together to form a block. This block was photographed, and finally the contours of the photograph were redrawn on translucent paper. (The orientation of the petrofabric axes (a , b , c) is discussed in connection with the petrofabric diagrams.)

The figure shows clearly that the majority of quartz grains are elongated parallel to their optic axes, which are nearly parallel to each other and normal to the macroscopic lineation. Thus this lineation cannot be produced by a parallel arrangement of minerals, the flakes of mica in spite of their good orientation being too small and too few to give any macroscopic impression of lineation. This lineation must be produced by the intersection of s planes, especially of s_2 and s_3 with s_1 .

Another remarkable feature of this rock is that no minerals are arranged parallel to the macroscopic s plane s_1 . This plane, therefore, most likely is a compromise surface between the intersecting s planes, notably s_2 and s_3 . Such an arrangement of s planes reminds of flattening, but the asymmetrical positions of the main s planes s_2 and s_3 are unusual. For further information on this and other points we must turn to the fabric diagrams.

Description of Petrofabric Diagrams.

Diagrams of biotite, muscovite, and quartz have been prepared in the section normal to the macroscopic lineation. Following Sander and Schmidt the lower half of the hemisphere has been used, and the readings have been plotted in an equal area net. The number of grains within one percent of the net has been counted for every half centimeter to obtain greater accuracy in the drawing of the contour lines. These lines in all diagrams limit the areas with $\frac{1}{2}$ - 1 - 2 - 5 - 10 - 15 - 20 - 25 - 30 etc. percent concentration. The area within the highest contour line is black, while the location of the exact maximum of concentration is marked as a white spot. This is done to obtain greater accuracy in determining the position of the maxima, a procedure that is justified by the great concentration in the diagrams and by the results discussed below. On each diagram is marked a horizontal line, the bearing of this line in degrees from north eastward, and the angle of dip of the diagram when oriented in nature.

Biotite. Owing to the scarcity of biotite only 100 grains could be measured. (Fig. 6.) The normals to 001 show very good orientation with a maximum of 34 percent. This maximum determines a s plane (s_3) which forms 30° with the megascopic s plane (s_1). There is, however, a tendency towards a girdle, with the macroscopic lineation as the girdle axis. A weak, but significant sub-maximum of only 3 percent lies 60° from the main maximum, indicating a s plane (s_4) which lies symmetrically to s_3 with regard to s_1 .

Muscovite. The diagram (Fig. 7), comprising 170 grains, is almost identical with that of biotite. The maximum is 33.5 percent and lies exactly in the same position as the biotite maximum. The tendency towards a girdle is equally strong, but the sub-maximum is missing. Actually there is in this place a concentration of $\frac{1}{2}$ per-



Fig. 6.



Fig. 7.



Fig. 8.

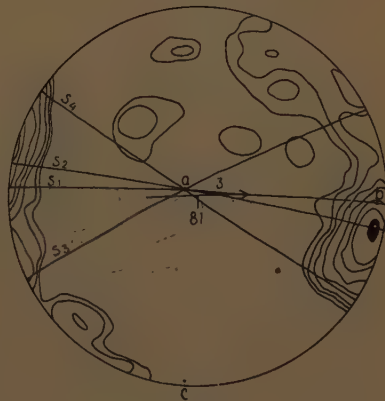


Fig. 9.

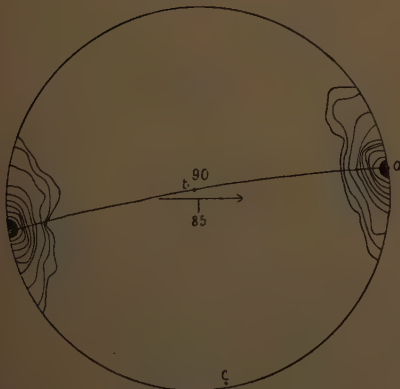


Fig. 10.

Fig. 6. Blotite. Section (a). 100 normals to (001). Contour lines 1-2-5-10-15-20-25-30(black)-34(white) percent.

Fig. 7. Muscovite section (a). 170 normals to (001). Contour lines $\frac{1}{2}$ -1-2-5-10-15-20-25-30(black)-33.5(white) percent.

Fig. 8. Quartz section (a). 200 axes. Contour lines $\frac{1}{2}$ -1-2-5-10-15-20-25-30-35(black)-37.5(white) percent.

Fig. 9. Quartz section (b) rotated to (a). 200 axes. Contour lines $\frac{1}{2}$ -1-2-5-10-15-20-25(black)-27(white) percent.

Fig. 10. Muscovite section (b). 200 normals to axial planes.

Contour lines 1-2-5-10-15-20-25-30-35-40(black)-45(white) per cent.

cent, while the rest of the girdle is unoccupied. How much significance should be ascribed to the difference in concentration in this place by muscovite and biotite is difficult to decide. The biotite diagram covers a greater portion of the thin section than does the muscovite diagram. With so small figures it is not unlikely, that if the two diagrams had covered exactly the same area, the difference in density in the sub-maximum would have been reduced. We, therefore, are justified in saying that there is no noteworthy difference in the orientation of the micas.

Quartz. Mica diagrams with concentrations of more than 30 percent are rare, but not unknown. Quartz diagrams with that high concentration have, as far as I know, never been described. Actually this diagram (Fig. 8), which comprises 200 grains, has a maximum concentration of 37.5 percent. The maximum lies in the "girdle" formed by the micas, and makes an angle of 52° with the mica maximum. Of the 200 grains measured 189 are concentrated around this maximum, which is drawn out in the mica "girdle". Of the remaining 11 grains 8 form a sub-maximum of 3 percent also in the "girdle" and 65° from the main maximum, which means that it lies symmetrically to the main maximum with regard to the main mica s plane (s_3). The remaining 3 grains lie about halfway between the centre of the diagram and the biotite sub-maximum, and are thus near Sander's maximum II or III with regard to this sub-maximum. Consequently not a single quartz grain in this diagram is unoriented. So high degree of orientation is rather astonishing and must be caused by a very intense deformation. The only comparable diagrams which I have seen, are Sander's diagrams from certain shear zones (Harnischmylonite). There the quartz grains are concentrated around a single maximum, which in his D 24 reaches 25 percent. These diagrams are, however, made from narrow zones, D 24 is thus made from a layer with a thickness of 5 to 10 grains. In the quartzite near Grønsdalsvatn the orientation is equally strong throughout the rock.

In shape and size the concentrations around the quartz and muscovite maxima are almost identical, with a steep side towards the normal to s_1 and a gentle slope towards s_1 . This fact is in good agreement with the observation in the thin section that the spreading in direction of the micas is caused by variations in direction in the outline of the quartz grains.

Homogeneity of the fabric. For control of the homogeneity a quartz diagram was prepared from the section parallel to the lineation and normal to s_1 . The diagram was then rotated to the same position as the others (Fig. 9). The most important features of the two quartz diagrams are the same. The main maxima are in exactly the same position, but the concentration in the rotated diagram is only 27 percent against 37.5 percent in the first diagram. The girdle has the same length in both diagrams, but in the rotated diagram it is a little wider, especially around the sub-maximum, which has split in two concentrations of only two per cent lying 25° apart. Further altogether seven grains occur outside the girdle in scattered positions which seem to have no relation to the common quartz maxima. The differences between the diagrams are explained by the fact that, when most quartz axes are nearly normal to the plane of a thin section, they remain dark throughout the rotation of the table and can only with difficulty be separated during a traverse of the section. The grains whose axes are inclined or nearly parallel to the section stand out with a bright interference colour and are likely to be over-represented in the diagram. Considering these facts we may safely assume the fabric of the quartzite to be homogeneous.

Bedding and s planes. The bedding cannot be determined with certainty in the hand specimen. In the thin section normal to the lineation rows of tourmaline are visible parallel to the main mica slip plane s_3 . This indicates that s_3 is parallel to the original bedding plane, which partly explains why practically all mica is oriented in this plane and not in the symmetrical slip plane. Mica flakes that are oriented in or near a slip plane cannot easily be rotated out of this plane as long as the slip plane is active. Sander's explanation of unequally developed slip planes, namely that a one-sided lateral displacement was combined with the flattening, may also be partly responsible for the difference between the slip planes.

Discussion of the Diagrams.

Fabric axes and symmetry. To interpret the diagrams we must first determine the petrofabric axes abc , where a is the direction of tectonic transport, b is the normal to a in the most prominent s plane, and c is the normal to the ab plane.

In the described quartzite the s plane visible in the hand specimen is naturally chosen as the ab plane, and the position of the c axis is

thereby fixed. The determination of the other axes presents some difficulties. Usually, if the rock has a lineation, this lineation will be parallel to the b axis. If this b axis represents the line of intersection of two or more slip planes which were formed during the same act of deformation, or if it is an axis of external rotation producing a bending movement in the rock, the axis is called a B axis and the rock is a B -tectonite. Fabric diagrams of a B -tectonite show a marked tendency to developing a girdle around the B axis. Another criterium for the determination of the a and b axes is the symmetry of the diagram. If only one plane of symmetry can be laid through the diagram (monoclinic symmetry), this plane will contain the direction of tectonic transport a .

All these criteria are fulfilled by the direction parallel to the megascopic lineation. It is the line of intersection of the slip planes s_3 and s_4 , which lie symmetrically to the megascopic s plane, and of which there is no reason to believe that they were formed in different phases of deformation. Both the quartz and the mica diagrams show a clear tendency to a girdle around this axis. It is evident that only one plane of symmetry can be laid, viz. normal to the supposed B axis, and that with respect to this plane the symmetry is as perfect as one can expect to find in a fabric diagram.

Thus all the usual criteria determine the megascopic lineation as the B axis. Consequently the direction of tectonic transport should be normal to the lineation. As the lineation strikes exactly east-west, the tectonic transport should have taken place in the north-south direction.

This conclusion is, however, in strong contrast with the evidence gathered by structural investigations in the field. For details must be referred to a monograph on the quadrangle, which will be published in Bergens Museums Arbok. Here shall only be mentioned that the field observations show, in my opinion with absolute certainty, that the whole complex to which the quartzite belongs has been thrust eastward parallel to the lineation, and that the lineation was formed during the thrusting. The immense stretching of the rocks, with elongation of conglomerate pebbles as much as 5 to 10 times their original length, is in itself a proof of considerable tectonic transport parallel to the lineation.

We are thus forced to reject the results of the preliminary determination of a and b axes. Another criterium that has been used

for determination of the fabric axes is that by lattice orientation the muscovite a axis is probably arranged parallel to the fabric a axis. Sander (p. 215) finds support for this assumption in fabric diagrams, but holds that further investigations are needed to bring conclusive evidence. Fairbairn (1937, p. 35) states it as a fact without giving any evidence. Knoph and Ingerson (1938, pp. 166 and 176) on this point only refer to Mügge (1898, pp. 101—108) who by experiments produced translation in muscovite with the directions of the percussion-figure as probable directions of translation. Mügge, however, also (p. 108) considered the directions of the pressure-figure as probable directions of translation, thus giving six directions of gliding in (001). Ingerson (1936, pp. 184—85), finding a maximum of normals to the axial planes of muscovite parallel to the fabric B axis, concluded that gliding had taken place normal to the B axis. He thus seemed to suppose that the muscovite a axes were oriented normal to the direction of movement.

Thus the problem is not settled at present. This is not the place for a thorough discussion, but as the directions of gliding in crystals commonly are the directions of closest atomic packing (see f. inst. Fairbairn 1937, p. 132 et sq.), it should be noted that the crystal structure of muscovite has perfect hexagonal symmetry in (001) and that the lines of the percussion figure have the closest packing. Thus the crystal structure gives no preference to any of the three directions, nevertheless the percussion line parallel to the a axis is always more prominent than the others, indicating this line as the favoured line of gliding. In Fig. 10 is given a diagram of the normals to the axial planes of 200 muscovite grains, measured in the section parallel to the lineation and perpendicular to the ab plane. This diagram has a greater concentration than any of the others, with a maximum of 45 percent parallel to the megascopic lineation.

This diagram gives evidence that (1) there is only one direction of gliding in muscovite, (2) this direction is the crystallographic a axis, (3) the muscovite in this rock is not oriented by growth, but by lattice orientation. Further the diagram supports the field determination of the fabric axes.

Flattening. To obtain a better understanding of this seeming controversy we must consider the question of flattening of the rock. As mentioned above the conglomerate 1 km to the west of the locality has been flattened to a considerable degree, the proportion between

the medium and the smallest axes being 5:1 to 15:1. Such direct proofs of flattening cannot be found near the outcrop where the specimen was taken, and other criteria must be used.

Flattening is characterized by the occurrence of slip planes which are symmetrical with regard to the macroscopic s plane, in which no gliding has taken place (Sander, p. 220). Further the fabric elements, especially quartz grains, are elongated parallel to the macroscopic s plane.

In the mica diagrams Figs. 6 and 7 one s plane (s_3) is completely dominating. In the biotite diagram there is, however, a sub-maximum of 3 percent, which lies 30° from the c axis and 60° from the main maximum. This sub-maximum proves the existence of a second slip plane (s_4) lying symmetrical to the s_3 with regard to the macroscopic s plane (s_1). In the muscovite diagram the sub-maximum, however, shows only one half percent.

Elongation of quartz grains in the macroscopic s plane was described above. The elongation, however, is not strictly parallel to the s plane but makes an angle of about 8° with it, thus determining an s plane (s_2) which makes an angle of around 38° with the main slip plane (s_3). The interpretation of this fact will be dealt with below. Fairbairn (1937, p. 82) mentions that rod-like elements by flattening tend to arrange themselves with their longest dimensions parallel to the B axis. In the description of the thin section was shown that the quartz grains are elongated normal to the lineation.

We may thus take it for proved that the rock has been flattened, but with a very unequal development of the slip planes. Sander's explanation of this structure is that the flattening has been combined with a lateral displacement (Knoph and Ingerson 1938, p. 148).

By pure flattening the macroscopic s plane, which is also the ab plane, is normal to the direction of greatest pressure, whereas by other types of deformation the ab plane is inclined to this direction. Accordingly the three axes of the strain ellipsoid ABC are parallel to the fabric axes abc , whereas by other types of deformation only the fabric axis b is parallel to the corresponding strain axis B . By flattening the maximum elongation occurs in A (or a) while by other types of deformation the greatest elongation usually is parallel to B. This is one more proof that the a axis is parallel to the lineation, which we know is parallel to the maximum of elongation.

Rotation. Flattening may be combined with rotation. If a rotation occurred around the B axis, it would tend to rotate those elongated quartz grains that were not parallel to B . We should then expect to find two quartz maxima symmetrical around B . No such maxima occur, however, and the only possible sign of a rotation is that the maximum is somewhat pulled out on the "other" side of B . A rotation around B should also show itself in the mica diagrams as a widening of the maxima. A weak half percent widening of the muscovite diagram, caused by two grains in a deviating position, is the only sign of such rotation. Although grains that have been oriented in a slip plane, only with difficulty can be rotated out of this position as long as the set-up of strain is not radically changed, there can be no doubt that the rotation around B has been insignificant.

The only possible sign of rotation around the c axis is the spreading of the a axes in muscovite, but this spreading is more likely due to imperfect orientation.

Rotation around the a axis is on the other hand evident in all diagrams. The extension of the maxima is in the bc girdle more than twice the extension normal to it. Also in the thin section is clearly seen the contrast between the straight parallelism of mica in the sections normal to b and c and the numerous deviations normal to a . In this quartzite, which has been flattened, we might suppose that the spreading of the maxima was caused by a pressing of the slip planes closer to the ab plane as the deformation continued. We should then expect to find a younger set of slip planes making greater angles with ab (Knoph and Ingerson 1938, p. 143). Such a rotation of the dip planes may be partly responsible for the spreading, but no indication of more than one set of planes can be found.

The field observations give the same picture of the rotation. Small-scale folding with axes parallel to the lineation is relatively common, while folding with axis normal to the lineation has not been observed. Where cross-folding occurs, the second set of folds can be proved to belong to a different phase of deformation.

Remarks on the Orientation Mechanism of Quartz.

The problem how quartz grains achieve a preferred orientation in tectonites is not yet settled, and any information bearing on that problem may therefore be of value. Diagrams with few maxima and good concentrations may be especially informative.

As very few papers on structural geology have reached me since 1940, the following brief summary of current opinions may not be quite up to date.

Three main theories have been set forward on the orientation mechanism of quartz.

Sander (1930) holds that two processes are important: 1) The orientation of the crystallographic c axis in the slip direction (fabric axis a) and 2) the orientation of the plane of the Böhm lamellae (a flat rhombohedron) in the slip plane. The various maxima encountered are explained by orientation in various slip planes ($h0l$) ($0kl$) etc., partly produced by a rotation of the strain axes.

Schmidt (1932) assumes that there is only one plane of slip in s -tectonites, and refers the maxima to the orientation of various slip directions in quartz parallel to the fabric axis a and various crystallographic planes in the fabric plane ab .

Griggs and Bell (1938) on the basis of experiments, believe that quartz grains under the combined effect of pressure, heat, and solution break up in needles bounded by 1) irregular surfaces parallel to the c axis, 2) rhombohedral cleavage planes, 3) the basal separation, or a combination of two of these surfaces. They assume that the elongation of the needles will be parallel to the direction of gliding.

In the diagram described the elongation of the quartz grains is normal to the direction of gliding as found in the muscovites. If we apply the theory of Griggs and Bell to the described quartzite we must assume that the direction of gliding which determined the orientation of quartz was normal to that which determined the orientation of mica. Later is shown that if we apply Sander's strain ellipsoid theory to this rock, we must assume two rhythmically alternating ellipsoids E and E' whose axes were at right angles to each other. The planes s_3 and s_4 were formed as slip planes in E' , while the muscovite was later reoriented in E , leaving no trace of the original direction of gliding. Adopting this scheme we may assume that the quartz needles were oriented with their elongation in the direction of gliding determined by E' , and that they were not — as were the muscovite grains — reoriented by E .

The maximum occurring lies in the bc girdle and is thus Sander's maximum III. Sander explained this as the result of gliding in a ($0kl$) plane by either of the two possible grain mechanisms. Schmidt explains it as an orientation of the rhombohedron ($10\bar{1}1$) in the

slip plane (usually *ab*) and the base-rhombohedral edge $[2\bar{1}10]$ in the direction of slip. The theoretical angle between the quartz axis and the slip plane would then be $38^{\circ} 13'$. If the first assumption of petrofabric axes in the rock had been correct, the maximum would have been Sander's II lying on the *ac* girdle. This maximum Schmidt explains as the orientation in the slip plane of the rhombohedrons $(2\bar{1}\bar{1}2)$ or $(11\bar{2}2)$ and the rhombohedron edge $[2\bar{1}\bar{1}3]$ in the direction of slip. Sander's explanations do not in either case require a special angle as the ideal one, but he gives 38° and 43° as the average angles for the maxima II and III respectively, while Schmidts empirical angles are 41° and 38° .

ab is no slip plane by flattening. We must therefore compare the quartz maximum with the mica maximum, which determines the slip plane. The angle between the quartz and the mica maxima is 52° , and accordingly the angle between the quartz maximum and the mica slip plane is 38° , or exactly what it should be according to Schmidt's theory. This coincidence between the theoretical figure and the figure determined in the best oriented quartzite ever measured cannot be fortuitous and it gives evidence that the maximum is Sander III and not II, thereby confirming the orientation of the fabric axes as determined from the direction of gliding in muscovite. It also justifies the accuracy in reading angles, which is made possible by marking the spot for the exact maximum of concentration.

The sub-maximum of 3 percent makes an angle of 57° with the mica maximum, corresponding to 33° between the quartz axes and the slip planes. With so weak a sub-maximum a deviation of 5° from the theoretical angle is not surprising. The reason for the weakness of this maximum must be that the longest dimensions of the quartz grains in this position make an angle of 60° — 65° with the surface of flattening *ab*, while the grains in the main maximum are nearly parallel to *ab*.

In my opinion there is no contradiction between Schmidt's theory of slip in more than one direction and in more than one lattice plane and Sander's assumption of more than one plane of slip, an assumption for which Sander has given sufficient evidence.

The maxima occurring in this diagram may be explained according to Schmidt's theory as well as to that of Griggs and Bell, as both theories demand the same theoretical angles. If we apply the former

theory, the direction of gliding recorded by quartz is the same as that recorded by muscovite. If we apply the latter theory the two minerals have recorded directions of gliding that are at right angles to each other.

Application of the Strain Ellipsoid.

Sander's explanation of the fabric elements and their mutual relations is based upon the strain ellipsoid theory, mainly in the form given by Becker 1893. According to this theory, shear surfaces can only be formed as $(h0l)$ planes, parallel to the B axis of the strain ellipsoid. $(0kl)$ planes are explained by the assumption of crossed strain. Besides the strain ellipsoid E with axes ABC and corresponding fabric axes a ($b = B$) c occurs the ellipsoid E' with axes $A'B'C'$ and fabric axes $a'b'c'$ where $a' \perp B = a$. Sander p. 58 holds that the influence of these two ellipsoids may alternate rhythmically, possibly in the way that as soon as the pressure causing the original set-up of strain axes is partly released by shearing along $(h0l)$ planes, the axes relation $A > B > C$ is changed to $B > A > C$, whereby $(0kl)$ planes can be produced. The fabric is called a $B \perp B'$ fabric.

According to Sander (1930, p. 239) the symmetry of this fabric depends upon the symmetry of the two strain ellipsoids. If both have a monoclinic symmetry (unequally developed shear planes), the resultant fabric has triclinic symmetry; if one ellipsoid has orthorhombic symmetry (equally developed shear planes) the fabric retains the monoclinic symmetry.

If we apply the strain ellipsoid theory to the quartzite studied, we must assume an interchange of the a and B axes. The muscovite s planes s_3 and s_4 must be formed when the present a axis was the B axis, but the orientation of the muscovites within the plane is connected with the present set-up of axes. The spreading of the micas in a bc girdle may be due to imperfect orientation, but on account of the close relationship between the quartz and the mica orientation described above it is more likely due to the rotation around the a axis, which in this case must have been a B axis. The orientation of the longest dimensions of the quartz grains nearly parallel to the B axis is common by flattening (Fairbairn 1937, p. 80) and may thus be the result of the present set-up of axes. If we accept the quartz maximum as III and use Schmidt's explanation, the orientation of the glide lines

in a must also be ascribed to the present set-up of axes, while according to Griggs and Bell it must be related to E' .

To the strain ellipsoids E (aBc) and E' ($a'B'c'$) can thus be ascribed the formation of the following fabric elements.

E (aBc)	E' ($a'B'c'$)
Production of ($h0l$) planes s_5 and s_6 .	Production of ($0kl$) planes s_3 and s_4 with orientation of mica in them, predominantly in s_3 .
Re-orientation of micas with musc. $a \parallel a$. (Re-orientation of quartz with $[2\bar{1}\bar{1}0] \parallel a$?)	Orientation of quartz ($10\bar{1}1$) in s_3 .
No rotation around the B axis.	Some rotation around the B' axis.
Orthorhombic symmetry of E .	Monoclinic symmetry of E' .

This conception of the orienting processes presents some difficulties, especially regarding muscovite. It seems unlikely that in one phase all muscovite grains should be oriented in s_3 — probably with a majority of a axes in the bc plane — and in another phase all grains rotated approximately 90 degrees, bringing the crystallographic a axes parallel to the fabric a axis. Moreover, such a rotation would rather tend to bring the glide lines (the a axes) in the ($h0l$) surfaces than parallel to a .

Schmidt (1932, pp. 60—72) from a dynamical point of view deduced that by triaxial deformation tensions arise which cannot be released by shearing along planes intersecting in the B axis, and which therefore result in shearing along planes intersecting in a . He believes to have proved that this is the only possible set-up of shear planes by triaxial deformation, and he therefore considers this deduction more satisfying than Sander's assumption of two plane deformations acting at right angles to each other. He does not discuss whether the movements in the two sets of shear planes may take place simultaneously or alternating.

Schmidt's explanation seems to me to be more satisfying than the other one. No doubt triaxial deformation is the normal case in nature, but lateral resistance prohibits any noticeable movements in the Bc plane, and the ($0kl$) planes are therefore generally insignificant. When occurring they prove that movements in the Bc plane were possible (cf. the dimensions of the conglomerate pebbles). In this particular case we may assume that movements took place in the Bc plane as well as in the ac plane, the latter movements being on a

larger scale, and that by interference the glide directions in muscovite were not oriented in any of the shear planes but parallel to the fabric a axis.

Another possibility would be that the rock contains hidden (OkI) planes whose angles with ab are close to zero. Fairbairn (1937 p. 50) held that also by triaxial deformation shearing is likely to occur along the circular sections, as they contain the lines of maximum resolved shear. The angle ν between the a axis of the strain ellipsoid and the circular sections is determined by the formula

$$\tan \nu = \pm \frac{c\sqrt{a^2 - b^2}}{a\sqrt{b^2 - c^2}}$$

When a is large, the angle is determined by the ratio $b : c$. As examples we take the extreme values found in the conglomerate mentioned.

$$\begin{array}{ll} b : c = 5 : 1 & \nu = 11^\circ \\ b : c = 15 : 1 & \nu = 3^\circ, 8 \end{array}$$

Further, when

$$b : c = 30 : 1 \quad \nu = 1^\circ, 9$$

Thus, if Fairbairn's assumption is correct, and if we may take the conglomerate pebbles to represent strain ellipsoids — by such extreme deformation this is probably justified — the angles between the circular sections and the ab plane may by triaxial deformation become so small that they can not be recognized in a diagram. However, even by using the ratio 15 : 1 the a axes of muscovite ought to occur in two maxima 8 degrees apart and lying symmetrical to the a axis, while the diagram actually has one sharp maximum exactly in the position of the a axis.

Although the above explanation does not seem unlikely, we have so far no proof of it.

All features of the diagrams can be ascribed to one and the same period of deformation. This is very interesting, as the rock most likely is a pre-Cambrian quartzite and has been subjected to pre-Cambrian as well as to Caledonian deformation. As no trace of the earlier deformation is left, every single grain in the rock has been reoriented under the Caledonian deformation. It may be noted that no sign of accompanying changes in the chemical composition of the rock can be found.

The reasons for the unusual concentration in the quartz diagram must be:

1. The intensity of deformation.
2. The predominance of quartz over mica, prohibiting intergranular rotation and thus speeding up the rate of deformation.
3. The effect of flattening which prohibits the orientation of quartz in the second possible maximum III connected with the main mica slip plane s_3 .

CONCLUSIONS

The described type of a tectonite is characterized by the following properties (specific data for the sample investigated in parentheses):

1. $B \perp B'$ tectonite with a tendency to bc girdle.
2. bc is a plane of symmetry, which is perfect monoclinic.
3. a is the line of intersection of (OkI) slip planes which are symmetrically arranged with regard to ab (angles 30°) and unequally developed (max. in biotite 34 percent and 3 percent, in muscovite 33.5 percent and 0.5 percent).
4. The direction of gliding in (OkI) slip planes is $\parallel a$.
5. bc joints and (OkI) joints (relatively few). No ac joints.
6. Two weak (hOl) planes (No proof of slip).
7. Flattening in $ab \parallel b$ and (enormous) stretching in a . Elongation of quartz grains $\parallel b$.
8. Quartz max. III with regard to mica slip planes. (Angle quartz max. $\wedge$ mica max. 52°). Elongated quartz grains nearly $\parallel ab$.
9. Quartz concentration equals mica concentration (37.5 percent).
10. Paracrystalline deformation.
11. Quartz, biotite, and muscovite fabric.
12. Homotactic and homoaxial. (Biotite and muscovite max. identical).
13. Rotation around a . No or insignificant rotation around b . No rotation around c .

RESYMÉ

I dette arbeidet er beskrevet mineralkornenes orientering i en sterkt presset kvartsit ved Grøndalsvatn i Samnanger øst for Bergen. Bergarten består helt overveiende av kvarts med små korn av biotit og muskovit. Dette har sammen med den sterke deformasjon gitt mineralene en usedvanlig god orientering. Fig. 5 viser orienteringen som den er funnet i tre tynnslip som står loddrett på hverandre (fig.

2—4). Den samme orientering gjenfinnes i strukturdiagrammene, hvor fig. 6 og 7 viser konsentrasjonen av normalen til (001) hos biotit og muskovit, mens fig. 8 viser konsentrasjonen av kvartsakser. Alle tre diagrammer er fra tynnslip *a* (loddrett strekningen). For å kontrollere bergartens homogenitet blev målt et kvarttsdiagram i tynnslip *b* og rotert til *a* (fig. 9). Da fig. 8 og 9 er praktisk talt identiske, er bergarten homogen.

Diagrammene viser at den overveiende del av glimmerne er ordnet i et plan s_3 , som danner 30° med den makroskopiske kløvretning s_1 . Noen få glimmerkorn, spesielt biotit, ligger i et annet plan, s_4 , som også danner 30° med s_1 . Kvarttsdiagrammet viser usedvanlig god konsentrasjon, med et maksimum på 37.5 % 52° fra glimmernes maksimum. Det betyr at nesten alle kvartskorn har en romboederflate ($10\bar{1}1$) i glimmernes *s*-plan og kanten $[2\bar{1}\bar{1}0]$ parallell strekningsretningen (*a* i diagrammet). Kvartskornenes lengderetning markerer et plan s_2 som danner 8° med s_1 , da vinkelen mellom kvartsens akse og romboederflate er 38° . Alle diagrammer har tydelig monoklin symmetri. Etter Sanders opfatning skulde da retningen for tektonisk transport (den tektoniske *a* akse) ligge i symmetriplanet og altså være loddrett strekningsretningen. Nu viser feltundersøkelsene i de tilgrensende strøk med absolutt sikkerhet at transportretningen har vært parallell strekningsretningen. Dette bekreftes av fig 10, som viser at den optiske normal — og dermed den krystallografiske *a* akse — hos muskoviten i slip *b* har et sterkt maksimum parallelt strekningen. Eksperimenter har gjort det sannsynlig at muskovitens *a* akse stiller sig parallelt glideretningen.

De symmetriske *s* plan (s_3 og s_4) viser at bergarten har vært utsatt for betydelig flattrykning. Dette sees også i et konglomerat 1 km lenger vest. At s_3 dominerer over s_4 kan skyldes at flattrykningen har vært kombinert med ensidig lateral bevegelse, men kan også henge sammen med at s_3 representerer lagningen. I s_3 og s_4 har foregått glidning (skjærbevegelser), derimot ikke i s_1 , som var loddrett trykretningen. Da s_3 og s_4 skjærer hverandre i den tektoniske *a* akse i stedet for i *B* aksens, må bergarten ha undergått treakset deformasjon (Schmidt), etter Sanders opfatning med to strainellipsoider som har stått loddrett på hverandre og vekslet rytmisk.

Konklusjonen blir at diagrammenes symmetri alene gir ingen sikker bestemmelse av den tektoniske transportretning. Studiet av diagrammer må alltid kombineres med grundige feltundersøkelser.

LITERATURE

- Becker, G. F.: Finite Homogeneous Strain, Flow and Rupture of Rocks. *Geol. Soc. America Bull.* Vol. 4, pp. 14—90. 1893.
- Fairbairn, H. W.: *Structural Petrology*. Kingston, Canada, 1937.
- Griggs, D. and Bell, J. F.: Experiments Bearing on the Orientation of Quartz in deformed Rocks. *Geol. Soc. America Bull.* Vol. 49, pp. 1723—1746. 1938.
- Ingerson, Earl: Fabric Analysis of a Coarsely Crystalline Polymetamorphic Tectonite. *Am. Journ. Sci.* 5th ser. Vol. 31, pp. 161—187. 1936.
- Knoph, E. B. & Ingerson, E.: *Structural Petrology*. *Geol. Soc. America Memoir* 6. 1938.
- Mügge, O.: Ueber Translationen und verwandte Erscheinungen in Krystallen. *Neues Jahrbuch* 1898, Bd. I, s. 71—159.
- Sander, Bruno: *Gefügekunde der Gesteine*. J. Springer. Wien 1930.
- Schmidt, Walter: *Tektonik und Verformungslehre*. Gebr. Borntraeger. Berlin 1932.
-

Ms. rec. Jan. 20, 1945.

WEATHERING OF SYENITE IN KJOSE, VESTFOLD

BY

J. LÅG

With 4 figures in the text.

During a trip through the forest of squire F. M. Treschow in the districts round the town Larvik, I got the occasion to look at the most comprehensive mechanical weathering of igneous rocks which I have ever seen as yet in Norway.

Because Fennoskandia so recently has been covered with ice, we do not expect to find layers of residual soils of any considerable thickness above the bedrock of our country. In the districts with Cambro-Silurian sedimentary rocks we have residual soils of the greatest economical importance. Here small areas covered with these soils are cultivated. In the mountain region loose materials derived in situ from the bedrock are often found scattered. This is of course a result especially of mechanical weathering. In Finnmark relatively thicker layers of residual soils from gabbro are known, and it has been maintained that here we have a weathering from pre- or inter-Glacial age. The find of special clay minerals in residual soils in Vest-Agder, too, constitutes an important contribution to the Quaternary history of Norway. Generally, however, when the bedrock is not covered with moraines, sedimentary deposits of some kind or organic materials, the Archean rocks and the younger igneous rocks in Norway are lying almost completely bare and naked.

From districts with igneous rocks of the Oslo region, I have found that gravel-pits in residual soils have earlier been mentioned in the literature. Schetelig (1918, p. 41) says that in several places of Sandar the larvikite is so loose that pickaxe and spade will make it crumble. Here the weathering has taken place along fissures where water from the surface has been able to trickle down. He adds that this weathering is pre-Glacial. Samuelssen (1933) mentions a deep gravel-pit in Holm, Hedrum. The rock in this place is a light red, medium fine-grained syenite. Further he has noticed some smaller gravel-pits of the same type along the road Gjone-Lysebø in Hedrum.



Fig. 1. Gravel-pit in residual soil. Roligrønningen, Kjøse.

The parish of Kjøse belongs to Brunlanes and is situated on the western side of the Farris lake, north-west of the town Larvik. This district, then, is situated north of the terminal moraine called the "Ra". On the 18th of May 1944 I visited this lonely tract, taking some trips through the forest in company with the state adviser, Mr. P. Thurmann-Moe and the district director of the forest, Mr. H. Austeen. The latter, — to whom these parts are particularly familiar — was able to tell many interesting details concerning the local forestry.

I then was rather astonished to find large areas of relatively deep soils derived from the bedrock by weathering in situ. Kjøse is known as a forested district (see for instance Helland 1915, p. 671), and now I had the occasion to see that in the northern parts of the parish very fine woods of Norway spruce are growing on these residual soils. Besides, Mr. Austeen told me that, according to the latest estimation of volume and increment of the forest in this district, a large percentage of the wood of Strand was of a particularly good quality: no less than 19.5 % of the area yielded a production of more than 6.8 m³ per hectare and year. Parts of the area of this quality here, as well as in

other places of the district, are situated on residual soils. Typical localities of these soils are for instance Strandsrønningen, Eikenesmoen, and the eastern parts of the wood of Bærug.

On hill slopes where moisture is percolating through the loose material, we generally find a luxuriant ground vegetation, consisting of eutraphent species of *Angiospermae*, *Pteridophyta*, *Bryales* and *Hepaticae*; the soil profiles belong to brown earth with the A stratum having a typical mould character. On horizontal ground, however, podsol profiles occur. It was said to be particularly difficult to regenerate the forest by planting, and partially the cause seemed to be the drying out of the upper layer of the soil.

Several farms in Kjøse, for instance Elvestad, Moen, and Omsland had a large part of the cultivated area on residual soils. For the cultural plants, however, this ground generally was too dry. The meadows are said to yield small crops, especially when the summer is not wet, but raising of potato gives relatively better results. In this district the cultivating of rye still has a broad place — contrary to the trend in our country during the last decades. On an average the soils seemed to be poor in humus, and in old official papers (according to Berg 1911) is mentioned that several farms here have a dry ground.

In this region the roads have a striking pale red colour, owing to their cover being made of this loose material formed by weathering.

It is an interesting fact that many foresters call this easily weathering rock *tjosite*. As geologists will know, *tjosite* is the name which Brøgger (1906, p. 128) has given to a dark, hypabyssal rock, belonging to the lardalite (nepheline syenite) series. Foresters who may have heard, or read, the name *tjosite* once or twice, however, naturally have applied it to this rock which distinguishes itself by weathering so easily. They are, of course, more interested in this rock from which vast areas of such extraordinary residual soils have been derived, than in the comparatively rare dyke-rocks of the lardalite series. On the old map of Brøgger (1898), as well as on the general view map of the Oslo region issued by Brøgger and Schetelig 1923, the rock here is designated as *larvikite*.

Professor dr. Tom. F. W. Barth has been so kind as to examine two specimens from the rock at Omsland in Kjøse. He determined them as *larvikite*, but of a special type, consisting almost only of alkali feldspar. This feldspar is mostly a curious perthite with intergrowth



Fig. 2. Cultivated area and forest on residual soil. Roligrønningen, Kjøse.

of potash feldspar and albite-oligoclase, and has cracks and fissures everywhere. There are very little dark minerals in the rock. Now only chlorite exists, which has a green colour and is almost perfectly isotropic with an index of refraction of about $n = 1.600$. The mineral, then, is supposed to be pennine. Barth suggests, moreover, that the clue of the weathering may be found in the fact that the dark minerals of the rock have been transformed to chlorite. This indicates a hydrothermal influence, — perhaps we are right to suppose an after-magmatic auto-metasomatism.

Further Professor Barth examined samples of residual soil from Omsland and found that they essentially consisted of material from mechanical weathering of the rock, and were very little influenced by chemical weathering. The finest fraction was composed of splinters of feldspar and flakes of chlorite frequently with a mantle of ferri-hydroxide. In addition there were a few thin, nearly invisible scales of a weathering mineral which may be either hydrous mica or beidellite. The index of refraction was about 1.54 and this circumstance should suggest beidellite rather than hydrous mica. But the material contained

so few and so small scales that a more exact determination was impossible.

In this connection the attention may be drawn to the fact that beidellite has been found in many samples from Vest-Agder (Barth 1939, 1940). It is to be mentioned, too, that of other clay products formed by weathering of rocks, kaolinite (Reusch 1901, Høltedahl 1939, Barth 1940), and laterite (Goldschmidt 1928) are found. The search for minerals of the montmorillonite group in our glacial clay, on the contrary, has not succeeded as yet (Hovden 1942, Rosenqvist 1942).

The table below gives some data for the amount of available plant nutrients in soil samples from Kjøse (Nos. 3—5), and for comparison the analyses of three samples of other residual soils are reported. Sample No. 1 is taken from the area of basic kjelsås or Oslo-essexite (Brøgger 1933, Høltedahl 1943, p. 18, Barth 1945) at Kjelsås in the northern part of Sørkedalen, sample No. 2 from Kolbu is derived from black clay slate belonging to stage 3, and sample No. 6 is taken in the neighbourhood of the lake Store Døltvæn in Nordmarka where the bedrock is larvikite. All the samples are almost completely free from humus, as they are taken in the C stratum of the profile.

Analyses of Samples from Residual Soils.

Analysen av prøver av forvittringsjord.

	Sample No. Prøve nr.					
	3	4	5	1	2	6
<i>Lactate value (mg P₂O₅ per 100 g) ..</i> Laktattall	7.5	8.5	0.6	1.5	0	0.6
<i>M-value (mg K₂O per 100 g)</i> M-tall	2.2	4.0	3.6	25.0	6.0	-
<i>Ca soluble in 10 % NH₄Cl, mg CaO</i> <i>per 100 g</i> NH ₄ Cl-oppl. Ca, mg CaO pr. 100 g	14	18	17	28	25	18
<i>pH (in water)</i> pH (i vatn)	5.20	5.60	5.70	5.75	3.15	5.35
<i>Base-mineral index</i> Basemineraleindeks	-	-	29	58	-	-

Prøve nr. 3—5 forvittringsjord av en særegen larvikite-type i Kjøse, Vestfold fylke. Nr. 1 forvittringsjord av basisk kjelsås eller Oslo-essexit ved Kjelsås, Sørkedalen. Nr. 2 forvittringsjord av svart leirskifer som hører til etasje 3 i Kolbu. Nr. 6 forvittringsjord av larvikite i nærheten av Store Døltvæn i Nordmarka.



Fig. 3. Cut through soil derived in situ from the bedrock by weathering.
Omsland, Kjose.

The content of phosphorus (for the method of analysis see Egnér, Köhler und Nydahl 1938) in sample 3 and 4 is so large that the crops of cultural plants hardly would increase by fertilization with phosphate. Regarding potassium (Egnér 1940) the same conclusion pertains to sample No. 1, and here we also find the greatest content of calcium. The part of a sample with a specific gravity of more than 2.680 calculated in per cent of the weight is named base-mineral index (Tamm 1934). In the fraction 0.2—0.6 mm where the base-mineral index is determined, there is an enrichment of chlorite in sample No. 5. None of the few samples which have already been treated after this method in Norway, exhibit such a great a value of the index as does No. 1. The rock from which this soil is derived, too, is a curious one. But important amounts of available phosphorus — as might be expected after studying the composition of the rock — are not found in this sample.

The result of a simple experiment made in order to examine the fixation of phosphorus, shall be reported. Amounts of potassium

dihydrophosphate corresponding to 10 and 50 mg P_2O_5 per 100 g soil were added to samples of the soils in such a concentration that the maximum water-capacity was overstepped with about 50 %. The samples were dried in $40^\circ C$ after staying for 5 days at room temperature, and later analysed after the method of Egnér. By adding 10 mg per 100 g, phosphorus was found soluble in the following amounts: in sample No. 5 about 22 %, in No. 1 29 %, and in No. 2 only 1 %, and by 50 mg the values were of the same order of magnitude for the two samples mentioned first, but had increased a little in the case of No. 2. Results obtained with these methods are naturally not to be compared directly with results from studies on the water-soluble phosphorus. Here I only want to draw attention to the great difference of behaviour of the two extraction media relative to calcium phosphate. The fixation of the phosphorus in sample No. 2 must be seen in relation to the extremely acid reaction. On the other hand there are, as far as we know, a connection between low pH and the occurrence of pyrite in such a black clay slate.

SAMMENDRAG

Forvitring av syenit i Kjøse, Vestfold fylke.

Det finnes lite forvittringsjord av grunnfjellbergarter og yngre eruptiver i Norge. Enkelte forekomster av tykkere lag av slik jord er omtalt i litteraturen, og har vært av betydning for drøftelse av landets kvartærgeologiske historie.

I skogbygda Kjøse i Brunlanes, Vestfold fylke, er det til dels tykke lag forvittringsjord av en særegen type larvikitt. Lokalkjente landbruksfolk har brukt betegnelsen tjosit om denne bergartstypen som utmerker seg ved å forvitte så lett. Men dette navnet er innført av Brøgger for en mørk gangbergart som hører til lardalitrekken.

Undersøkelser av prøver av forvittringsjorda viste at de var sammensatt av splinter av feldspat sammen med en del skjell av kloritt som til dels hadde belegg av ferrihydroksyd. Dessuten fantes meget små mengder av hydroglimmer eller beidellit. Løsmaterialet var lite påvirket av kjemisk forvitring. Tabellen på s. 220 med forklaringer har noen tall for innholdet av lettoppløselig plantenæring og andre økonomisk viktige egenskaper. Den omfattende mekaniske forvitring bør rimeligvis sees i sammenheng med at de mørke mineraler i bergartprøver fra dette område syntes å være omdannet til kloritt.



Fig. 4. Norway spruce growing on residual soil. Bærug, Kjøse.

Topografien har også her stor innflytelse på utviklingen av jordsmonnet. Typer av brunjord og podsolprofiler kan skilles ut.

Skogen er på sine steder ved takseringen satt til bonitet I.

Det har vært vanskeligheter med skogplanting, antakelig delvis fordi jorda så lett tørker ut i overflaten. Flere gårder har en stor del av det dyrkede areal på forvittringsjord. Ved valg av kulturplanter og omløp har en måttet ta hensyn til at denne jorda er tørr, og dette er vel hovedårsaken til at rugdyrkinga ennå spiller relativt stor rolle på disse gårdene.

Norges Landbrukshøgskole i Ås, December 1944.

REFERENCES

- Barth, Tom. F. W.: Geomorphology of Vest-Agder Fjord-Land. Norsk Geografisk Tidsskr., 7, pp. 290—305. Oslo 1939.
- Norsk mineraler av beidellit-gruppen. Norsk Geol. Tidsskr., 19, pp. 300—310. Oslo 1940.
- Studies on the Igneous Rock Complex of the Oslo Region. II. Systematic Petrography of the Plutonic Rocks. Vid.-Akad. Skr., I. 1944. No. 9. Oslo 1945. (In press.)

- Berg, Lorens: Brunlanes. En bygdebok. Kristiania 1911.
- Brøgger, W. C.: Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. III. Das Gangfolge des Laurdalits. Vid.-Akad. Skr. I. 1897. No. 6. Kristiania 1898.
- Eine Sammlung der wichtigsten Typen der Eruptivgesteine des Kristianiagebietes nach ihren geologischen Verwandtschaftsbeziehungen geordnet. Nyt Magazin for Naturvidenskaberne. Bd. 44, pp. 113—144. Kristiania 1906.
- Die Eruptivgesteine des Oslogiebtes. VII. Die chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine des Oslogiebtes. Vid.-Akad. Skr. I. 1933. No. 1. Oslo 1934.
- Egnér, H.: Bestimmung der Kalibedürftigkeit des Bodens auf chemischem Wege. Bodenkunde und Pflanzenernährung. Bd. 21—22, pp. 270—277. Berlin 1940.
- Egnér, H., Köhler, G. und Nydahl, F.: Die Laktatmethode zur Bestimmung leichtlöslicher Phosphorsäure in Ackerböden. Lantbrukshögskolans Annaler. Vol. 6, pp. 253—298. Uppsala 1938.
- Goldschmidt, V. M.: Om dannelse av laterit som forvittringsprodukt av norsk labradorsten. Festskrift til H. Sørli, pp. 21—24. Oslo 1928.
- Helland, Amund: Norges land og folk. VII. Järlsberg og Larvik amt, 3. Kristiania 1915.
- Holtedahl, Olaf: From the Northern Randsfjord District. Norsk Geografisk Tidsskr., 7, pp. 441—451. Oslo 1939.
- Studies on the Igneous Rock Complex of the Oslo Region. I. Some Structural Features of the District near Oslo. Vid.-Akad. Skr. I. 1943. No. 2. Oslo 1943.
- Hovden, Anders A.: Noen undersøkelser av jord og jordkolloider i samband med elektrodialyse og andre inngrep i jorda. Meld. fra Norges Landbrukshøgskole, 1942, pp. 339—486. Oslo 1942.
- Reusch, Hans: En forekomst af kaolin og ildfast ler ved Dyldland nær Flekkefjord. Norges geol. unders. No. 32, pp. 99—103. Kristiania 1901.
- Rosenqvist, Ivan Th.: Angående norske leirers petrografi. Medd. fra Veidirektøren, 1942, pp. 24—30. Oslo 1942.
- Samuelson, A.: Forvittringsgrus i Hedrum, Lågendalen. Naturen, 1933, pp. 347—349. Bergen 1933.
- Schetelig, Jakob: Natur og fjeldgrund. Lorens Berg: Sandeherred. En bygdebok, pp. 36—50. Kristiania 1918.
- Tamm, Olof: En snabbmetod för mineralogisk jordartsgranskning. Svenska Skogsvårdsför. Tidskr., 1934, pp. 231—250. Stockholm 1934.

Ms. rec. Jan. 31. 1945

A SILURIAN "PIPE-ROCK" AT HADELAND

BY

HARALD MAJOR

With 2 figures in the text.

Working on a general petrologic survey of the Lower Llandoveryian sandstone series in the northern part of the Oslo Region, I visited a section along the high-road at Klinkenberg, NE of Jevnaker railway station. The section cuts through an anticline, the axis of which dips slightly to the west. It forms a rather complete profile through the sandstone series, the total thickness of which in this place amounts to c. 120 m. — About a hundred metres above the bottom of the sandstone series some thin beds of a greyish-green, arenaceous shale occur; they are partly laminated by fine layers of dark-coloured sandstone, and filled up with vertical cylinders consisting of a similar-looking material. Approximately four metres downwards and eight metres upwards in the series the rock consists of similar dark-coloured, arenaceous beds, more or less irregularly mingled up with the greyish-green shale material, sometimes causing an indistinct stratification. The thickness of each bed may exceed half a metre, the bedding surfaces, however, are not everywhere quite distinct. A closer examination revealed an abundance of black cylinders in these rocks as well, though they could not easily be recognized, because of the slight difference in colour.

The shape and dimensions of the cylinders has been studied in several samples of which polished surfaces parallel and perpendicular to the stratification have been prepared.

1. Sections perpendicular to the stratification. On the polished surface (fig. 1) the longitudinal sections of the cylinders appear as somewhat irregular, darker ribbons. The ribbons are not always straight, but sporadically form sudden bends or zig-zags. This is especially striking when the cylinders pass through layers chiefly consisting of greyish-green shale material. One might assume that the irregular shapes had been induced by the different compressibility



Fig. 1. Polished surface perpendicular to the stratification. $\times 2$.
(Fot. Anker Iversen.)

of the cylinders and their environments. The different shapes of the various cylinders passing through one and the same layer seem, however, to exclude this possibility. Some cylinders pass straight through, while others are altogether crumbled.

The cylinders have a width not exceeding 5 mm. Smaller diameters are common, but are due to less central longitudinal sections. The density of the cylinders is illustrated by the presence of 29 of them on a section 14 cm long. In a few cases U-shaped structures indicate the connection of two separate cylinders (fig. 1). Judging from these two-dimensional sections only, there cannot be given any detailed description of the character of these connections (whether they form branchings, anastomoses or the lower parts of single U-shaped stems). The distance between the centres of two connected stems measured up to 10—15 mm. The length of a single vertical cylinder is found to be 90 mm, but since only a certain part of the stem is exposed in one section, this certainly does not represent the maximum value. The terminations of the cylinders cannot be distinguished with certainty, and funnel-shaped structures have not been observed.



Fig. 2. Polished surface parallel to the stratification. $\times 2$.
(Fot. Anker Iversen.)

2. Sections parallel to the stratification (fig. 2) show the cross-sections of the cylinders as oblong or round spots, more rarely as regular circles. The irregular shapes are due to the fact that the cylinders are not always perpendicular to the polished surfaces and, possibly, in some cases, to the U-formed shapes of the structures. The diametres of the circular spots, and the minor ones of the irregular spots, for the greater part amount to 5 mm, but some of them are smaller. 55 cross-sections were counted on an area of 60 square cm. These sections very often appear two by two, their central distances not exceeding 10 mm. This distance may also decrease, and so two connected sections merge into one oblong spot, this representing the turning point of a U-shape.

The cross-sections often consist of the following zones, taken from outside inwards:

- a) A thin, dark-coloured border, the thickness of which varies for the several sections from less than 0.1 mm up to 0.8 mm.
- b) Greyish-green shale material forming the next layer (c. 0.5 mm thick).

c) A more or less continuous margin usually starting with a distinct, darker-coloured, outer border. The central part of the sections differs from one spot to the other, the colour in general gradually approaching that of the greyish-green shale towards the centre.

Close to the glossy cylinder sections the green shale surface, not glossy in itself, appears mottled. It seems to be impregnated in some way or other. The mottled areas often connect pairs of cylinders.

A microscopic slide, which represents longitudinal sections of two cylinders, passing through a laminated, black and green rock, displays the following features:

The light, greyish-green layers consist of angular quartz grains, their main diameter being 0.02—0.08 mm, while small flakes of chlorite and sericite form a clayey matrix. Small, opaque grains, light-coloured by reflected light, are frequently to be seen.

The dark-coloured layers are built up by a somewhat more coarse-grained, arenaceous material with angular or subrounded grains, their diameters being 0.05—0.10 mm. Quartz and partly potash feldspar are the dominating minerals, with small flakes of muscovite and a pale green, slightly pleochroitic chlorite mineral as minor constituents.

The vertical structures, which pass through both layers, are filled with a similar, dark-coloured, arenaceous material, somewhat more coarse-grained, as the diameters extend to 0.15—0.25 mm. A fine-grained quartzitic matrix may be distinguished. Brown, pigmented quartz cement is quite common in optical continuity with the crystal structure of the clastic quartz grains, as well as a black, opaque cement material, that gives the rock its dark colour. Along parts of the verge of the cylinders the fine-grained, light-coloured rock can be seen to form a narrow strip, only separated from the surroundings by another narrow dark-coloured coarse-grained strip (corresponding to zones b) and a) mentioned above). A thin, brownish-grey, very fine-grained rim along the border may have been induced by a slimy secretion, which served as a cement when the structures were formed, though it does not appear quite continuously.

A lot of previous papers deal with similar vertical structures in sandstones, and several interpretations have been proposed. Olaf Holtedahl published nearly twenty years ago in this periodical a paper on "A 'Pipe-Rock' in the Carboniferous of Bear Island" (1925). Referring to the most important publications which had till then been

published on this topic, he discusses the principal theories given for the formation of similar structures, which are comprised by the common name *Scolithus*. As I cannot see that there has been brought forward any essentially new considerations since then, they will not be repeated here. — Rud. Richter, who as the first proposed their interpretation as dwellings of staying, planctoneating animals, has later on given additional details of recent “Sandkorallenriffe” (Natur und Museum, 57, 1927). Attention should also be paid to a paper by A. H. Westergård, which sums up facts about similar, vertical structures found in Sweden (Sveriges geol. unders. årsbok 25, 1931, no. 5).

In the case of the forms described here, the presence of U-shaped ones suggests that they may have been formed by *Arenicolithidae*. On the other hand the apparent impregnation of their borders might suggest that they have served as permanent dwellings and not only as the tracks of sandeating animals. A conclusive interpretation, however, cannot be put forward at present.

Dr. Leif Størmer and Dr. O. A. Høeg have kindly corrected the language of this paper, and for their ready interest I am very much indebted.

Trondheim, January 23, 1945.

Ms. mott. april 1945.

YNGRE POSTGLACIALE NIVÅER PÅ VARANGERHALVØYA

AV

MARIUS MARTHINUSSEN

Med 3 tekstfigurer og 2 plansjer.

For behandlingen av de yngre postglasiale linjer i Finnmark er ikke observasjonsmaterialet for Varangerhalvøya akkurat det som egner seg best. Det er hverken så nøyaktig eller så omfattende som tilsvarende materiale fra Vest-Finnmark f. eks.¹ Grunnen til at dette område ble valgt for det foreliggende emne, er at jeg opprinnelig skrev om samtlige marine nivåer og isresesjonen på Varangerhalvøya, men på grunn av begrenset plass her har jeg måttet ta ut et bestemt avsnitt av nevnte framstilling — de yngre postglasiale nivåer — som her gjengis nedenfor.

Undersøkelsene på Varangerhalvøya ble i vesentlig grad utført i 1934, da jeg som deltaker i professor Høltedahls Finnmarksekspedisjon arbeidet her oppe. Jeg har også senere foretatt undersøkelser på Varangerhalvøya og i tilgrensende strøk.

Projeksjonsaksen for diagramframstillingen er orientert i forhold til hovedlinjens isobasesystem.² For de yngre linjers vedkommende hadde det vært riktigst å orientere aksene i forhold til tapesisobasene (se fig. 1), men forskjellen i retning blir så liten at det ingen nevneverdig innflytelse får på linjenes gang i diagrammet. Og dessuten er det her bare tatt med observasjonsserier fra lokaliteter som ligger relativt nær projeksjonsaksen. Noen få serier i større avstand fra aksene (Krampenes og Tanafjord) er styrt inn i diagrammet v. hj. av isobasene for hovedlinjen. En rekke lokaliteter fra øst- og vestsiden av halvøya er ikke tatt med her (jfr. fig. 1 og observasjonsbeskrivel-

¹ Av hensyn til det relativt svakere materiale i Varangerområdet har jeg tatt med et diagram fra Altaområdet over de yngre postglasiale nivåer (pl. II). De tilhørende observasjoner er ikke tatt med, og bare mer eller mindre tilfeldig er forholdene innen dette vestlige område berørt her.

² Hovedlinjen har jeg kalt det mest framtreddende marine nivå i Finnmark. Den er stort sett identisk med Tanners f-linje (Tanner 1930).

sen). Av hensyn til en sammenlikning av linjene i Varanger-diagrammet med tilsvarende i Vest-Finnmark, har jeg i Varanger-diagrammet (pl. I) innført en del måleserier og 3 profilserier³ fra Alta-diagrammet (pl. II) v. hj. av hovedlinjens isobaser (ved interpolasjon).⁴ Av grunner som blir nevnt senere, faller de innførte måle- og profilserier ikke nøyaktig på de tilsvarende linjer i Varanger-diagrammet, men stort sett noe under dem.

De yngre linjer til og med den komplekse tapeslinje er betegnet med bokstavene N_1 — N_9 . Det skal her nevnes at ingen av disse linjene er i sin helhet identisk med Tanners linjer a_1 — a_9 og b-linjen (se Tanner 1930). Hovedlinjen er trukket opp i diagrammene uten at den egentlig har noen betydning for framstillingen her. En rekke tidligere høydebestemmelser, bl. a. av tapeslinjen, foreligger for dette område, særlig av Tanner og Rosendahl.⁵ Til tross for at de fleste av disse høydebestemmelsene er utført med aneroidbarometer, er de stort sett i god overensstemmelse med mine nivellerte høyder.⁶ De få uoverensstemmelser som finnes skal jeg ikke ved denne anledning drøfte. Rosendahls høydeverdi 26,1 m fra Karlbotn (lok. 24) er innført i Varanger-diagrammet (se Rosendahl l. c., s. 504).

Begrepene »linje« og »nivå« er brukt om hinannen selv om »nivå« egentlig betegner selve isobasflaten, mens »linje« er skjæringslinjen mellom isobasflaten og et tenkt vertikalt projeksjonsplan.

På grunn av innskrenkninger i utlånsvirksomheten ved Universitetsbiblioteket har jeg til dels måttet unnvære viktig litteratur, særlig gjelder dette svensk litteratur.

Behandlingen av den komplekse tapeslinje har fått bredest plass. De yngste linjene er viet bare noen korte bemerkninger.

Observasjoner.

Høyden på stranddannelsene er bestemt ved nivellement. Noen få aneroidavlesninger er tatt med. Disse er betegnet med et (a) etter høydetallet. Som basis for høydebestemmelsene har jeg benyttet tangranden (*fucus vesiculosus*).

³ Profilseriene representerer de eksakte verdier for linjene i Alta-diagrammet.

⁴ At jeg her har benyttet hovedlinjens isobaser skyldes den opprinnelige behandling av samtlige marine nivåer på Varangerhalvøya. I det tilfelle vilde det være naturligst å bruke hovedlinjens isobaser ved innstyningen.

⁵ V. Tanner: Fennia 23, 1905—07 og Rosendahl: N. geol. t. Bd. 12, 1931.

⁶ F. eks. Tanners serie fra Reppen, Varangerfjord, som nesten nøyaktig faller på linjene N_6 — N_9 i mitt diagram (Tanner l. c., s. 71).

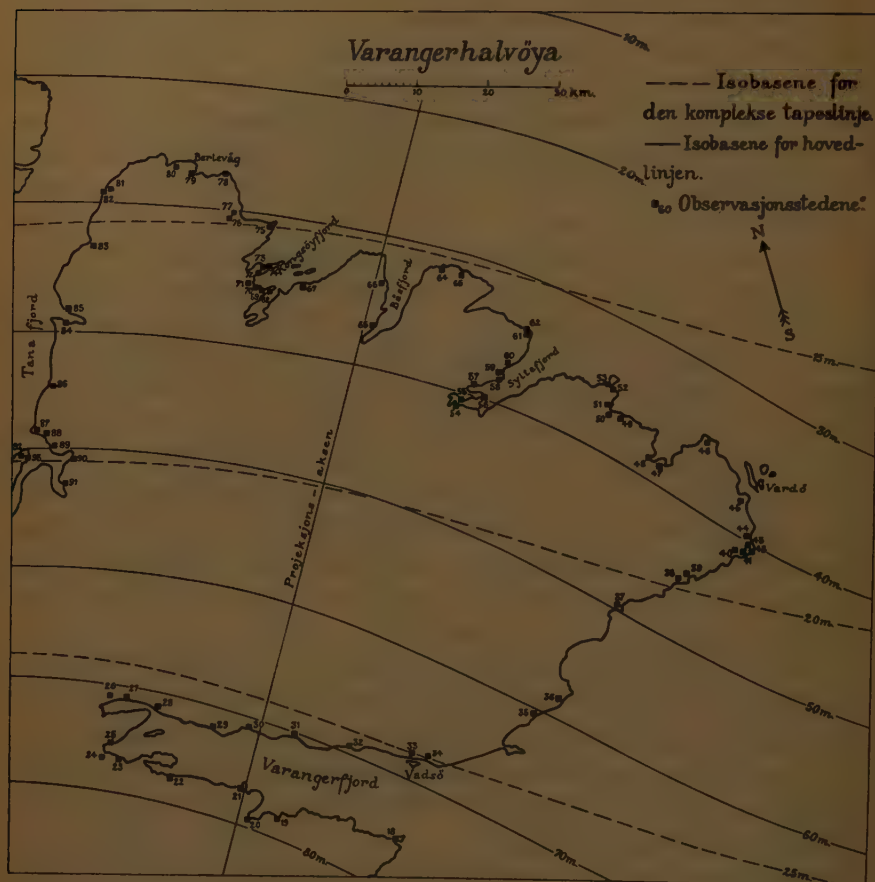


Fig. 1. Varangerhalvøya.

Følgende forkortelser er i en viss utstrekning brukt nedenfor: Terrasse = innerkant eller overkant av abrasjonsterasse. Skrent = nerkant av abrasjonsskrent. Terrasse-skrent = innerkant eller overkant av terrasse og nerkant av skrent. Bergterasse = innerkant av strandlinje i berg. Voll = toppen av rullesteinsvoll eller strandvoll. Terrassetrin = et svakere terrasseformet innsnitt i løsmateriale. Terrassetrin = en relativt liten abrasjonsterasse. Vollterasse (terrassevoll) = innerkant eller høyeste del av liten vollformet terrassetrin. Utv. linje = utvaskingslinje (en mer eller mindre svak utvasking eller abrasjon i løsmaterialet). Volltrin = innerkant eller øverste voll i et slags

hovedtrin bestående av to eller flere voller. N. B. = brenningsgrensen ved nåtidens strand.

Tapes I, II, III og IV = de respektive linjer i den komplekse tapeslinje. Disse betegnelser er bare delvis tilføydd stranddannelsene i nedenstående observasjonsbeskrivelse.

Indre del av Varangerfjord.

20. Gandvika (NW-ligst i vika). 1,7: N. B., 6,8: typisk terrasse-trin med distinkt overkant, 9,4: terrasse — høy skrent, 20,0: svak utv. linje, 28,9: terrasse med voll og utv. linje ved overkant (tapes I). For-kanten av terrassen er 18,2 m.

21. Latnæringen (bukta innenfor.) 9,5(a): voll med noen pimp-steiner, 15,0(a): rullesteinsopphepning, 19,0(a): utv. linje og pimp-stein, 27,5—28,0(a): voll og rullesteinsopphepning (tapes I).

22. Grasbakken (W-siden Nyelven). 1,35: N. B., 4,4 og 6,8: små terrassehyller, 9,55 og 12,9: terrassehyller, 18,4: marin utvasking (to rekker av runde fordypninger), 24,8 markert utv. linje — 2 m høy skrent, tapes II), 27,5: terrasse — høy skrent (tapes I). Innerkant av 27,5 m. Terrassen er ikke distinkt her.

23. Litt E for Sivertbukt. 1,8: N. B., 24,8: terrasse — ubetydelig skrent (tapes II), 28,2: markert terrassehylle — liten skrent (tapes I).

24. Karlbotn (E-lige del). 17,5(a) og 31,0(a): ganske brede terrasser, 26,1: terrasse (nivellert av H. Rosendahl).

25. Birgitnes. 1,6: N. B., 11,85: god utv. linje, 18,1: noe usikker strandlinje, 26,8: blokkfylt abrasjonsflate — moreneskrent (tapes I).

26. Årnes. 12,5—13,0(a) og 17,5(a): brede terrasseflater, 25,0—26,0(a): terrasse — høy skrent (tapes I).

27. Mæskelven. 4,0: elveterrasse, 7,3 og 12,5—13,0: terrasse-trin, 24,0: et lavere trin ved overkant av tapesterrassen, 26,0: liten terrassehylle og den egentlige overkant av tapesterrassen (tapes I). En slik dobbeltlinje som her, ved nerkant av stor tapeesskrent, forekommer svært ofte både i Øst- og Vest-Finnmark.

28. Abelsborg. 12,8: bred terrasseflate — liten skrent, 23,8: liten vollterrasse (tapes II), 26,25: stor terrasse — skrent (tapes I).

29. W for Mortensnes (dalsenkning W-siden Storfjell). 2,1: N. B., 6,0: utv. linje, 9,65, 13,0 og 15,4—16,0: små terrassehyller, i sistnevnte terrassehylle er det noen eiendommelige, ganske runde fordypninger, 24,0: strandnivå med regelmessig runde fordypninger (tapes II), 26,8: bred terrasse — skrånende bakke (tapes I).

30. Klubbvika. 1,9: N. B., 5,3 og 7,6: små terrassehyller, 10,15: terrassehylle, 16,0: liten vollterrasse, 25,8: stor terrasse — høy skrent (tapes I), 23,4: forkant av den mer horisontale del av tapesterrassen.

31. Skittenelv (ved Jakobselv). 1,7: N. B., 3,8, 5,5 og 9,4: terrassehyller W for målestedet, 9,3: terrassetrin — høy skrent, 14,5—15,0: bredt terrassetrin, 17,9: ubetydelig terrassehylle, 25,4: kraftig terrasse — stor skrent (tapes I).

32. Makkenes. 1,8—1,9: N. B., 5,7: terrassehylle, 9,5: svakt terrassetrin, ca. 10 m: terrassetrin ved Andersby, 13,0: utv. linje, 16,0: rullesteinshylle (både 13 m- og 16 m-linjen sees ved Andersby), 25,5: stor terrasse — høy skrent (tapes I).

33. Vadsø (profil til Fossetjell). 21,7—22,0: forkant av meget bredt horisontalt terrassetrin, 23,5—23,7: innerkant av nevnte terrasse og nerkant av meget stor voll (tapes II), 26,45: mektig voll, 24,9—25,1: overordentlig bred horisontal terrasseslette innenfor tapesvollen (ganske lite lavere enn tapes I).

34. Vadsø (profil til W-siden av Melkevarden). 2,1: N. B., 9,4: terrassehylle, 12,0—12,2: godt terrassetrin, 15,5: rullesteinsterasse, 25,8: mektig terrasse — meget høy skrent (tapes I).

35. Krampenes. Ytre Varangerfjord. 2,5—3,0: N. B., 4,6: liten hylle, 7,4 og 9,2: typiske voller, 10,2: voll og forkant av bred terrassebrem, 13,9: terrassebrem med en rekke små parallelle voller, 19,4: utv. linje (tapes III), 23,15: meget bred abrasjonsbrem — svært høy bergskrent (masser av nedraset stein og forvittringsgrus ved innerkanten).

Nordkysten av Varangerhalvøya.

54. Syltefjordbotn (S for Strømmen). 2,0: N. B., 3,4 og 4,3: små hyller i rullestein, 17,7—17,9: nerkant av veldig voll, 20,0: veldig voll med 5—6 m dyp senkning innenfor.

55. Syltefjordbotn (NW for Strømmen). 1,35: N. B., 4,5: forkant av bratt terrasseflate, 7,6—8,0 og 8,5—8,8: svake utv. linjer, 13,5: bratt abrasjonsbrem — liten bakkekant, 17,7: utv. linje (tapes I og II), 18,0: en kant umiddelbart under en stor bratt skrent (tapes I og II).

56. Veinesodden, Syltefjord. 2,3: N. B., 13,8—14,2: ujevn bergterrasse (tapes IV), 17,4: tydelig bergterrasse (tapes I og II).

57. Nordfjord, Syltefjord. 2,3—2,4: N. B., 4,1 og 6,1: trin i rullestein, 17,6: stor terrasse — bakkeskrent, bergskrent nederst (tapes II).

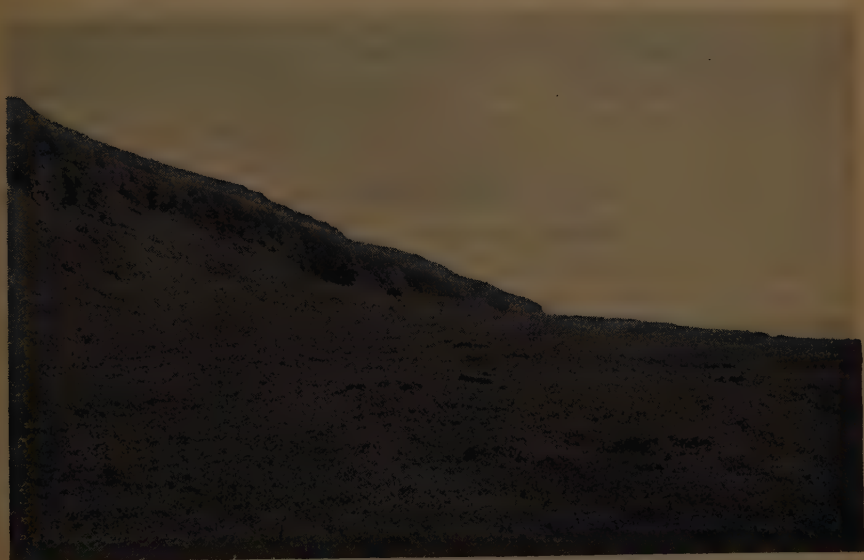


Fig. 2. Lok. 35. Krampen. Tapestrassen (se s. 234).

58. Nordfjordneset, Syltefjord. 2,75: N. B., 3,55: rullesteins-hylle: 17,0: bergterrasse med rullestein (tapes II).

59. Syltefjordvær (S-siden). 12,0(a) og 15,0(a): vollterrasser i rullestein.

60. Syltefjordvær (N-siden). 2,5: N. B., 17,3: nerkant av tapes-skrent (tapes II).

61. Syltefjordklubben (S-siden). 2,3—2,4: N. B., 16,6—17,0: terrasse — stort skrent (tapes II). På tapesbredden er her meget stor og lite rund stein.

62. Syltefjordklubben (N-siden). 4,3: N. B., 17,1—17,5: innerkant av tapesbredden og nerkant av rullesteinsbakke (tapes II).

63. Molvik (E for Makkaur). 3,5: N. B., 17,15: nerkant av stor ujevn tapesskrent (tapes II).

65. Havnen, Båsfjord. 16,7: terrasse — liten bakkeskrent (tapes II).

66. Rubbedalen, Båsfjord. 4,1—4,35: N. B., 6,5 og 8,2: voller, 16,0: nerkant av meget høy, bratt skrent (tapes II).

67. Klubbneset, Kongsøyfjord. 3,5: N. B., 8,5(a) og 12,0(a): rullesteinstrin, 18,0(a): rullesteinstrin — meget stor skrent.

68. Vestre Strømsneset, Kongsøyfjord. (SE-siden). 1,0: N. B., 16,9: nerkant av utpreget skrent. Denne høydeverdi er sikkert for høy, sannsynligvis minst 0,5 m for høy. Tapes høyden på lok. 69, 16,2 m er en god bestemmelse og den svarer ganske sikkert til tapeslinjens beliggenhet her.

69. Vestre Strømsneset (NW-siden). 2,3: N. B., 16,2: nerkant av meget høy, bratt skrent (tapes II). 16,2, eller muligens 16,0, er en temmelig sikker verdi for tapeslinjen her. H. Rosendahl oppgir tapes høyden her til 15,5 m (N. Geol. T. Bd. 12, s. 504). Et karakteristisk trekk ved tapeslinjen der den er abradert i grus og morenemateriale er den framtrедende skrent som nesten uten unntak er både høyere og brattere enn ved noen av de andre nivåer. Selve terrassen eller abrasjonsbremmen er i alminnelighet også meget bred. Slik er det både inne i de store fjordene og ute i kyststrøket. Dette forhold skyldes dels linjens transgressive- og dels dens komplekse natur.

70. Litt W for Vestre Strømsneset. 8,5—9,0(a): voll og litt pimpstein, 16,5(a): meget stor skrent (tapes II).

71. Kobbkroken, Kongsøyfjord. 2,45: N. B., 5,4 og 6,95: terrassehyller, 9,9: terrasse, 13,4: rester av terrassehylle (tapes IV), ovenfor 9,9 og 13,4 m-linjene er her en veldig abrasjonsskrent, terrasse svarende til øverste tapeslinje (tapes II) mangler merkelig nok; det ser ut som den kan være blitt ødelagt ved underminering under abrasjonen ved lavere nivåer, eller muligens ved postmarine utglidninger.

72. In. Hamn, Kongsøyfjord. 16,0(a): nerkant skrent (tapes II).

73. Sebelonbukta, Kongsøyfjord. 9,0: utv. linje, 15,6: diffus nerkant av skrent (tapes II).

74. Veinesklubben, Kongsøyfjord. 1,85: N. B., 16,25: nerkant av tapeskrent (tapes II).

75. Vik innenfor Nålneset. 3,7: N. B., 16,0: innerkant av bredt »forland« og ujevn nerkant av veldig skrent (tapes II).

76. Sandfjordbukt. Ca. 3,0: N. B., 16,35: stor ujevn dalslette — skrent (tapes II).

77. Sandfjordbukt (W-siden). Ca. 3,0: N. B., 9,25: terrasseplatå — meget stor skrent.

78. Kjølnes (E for Berlevåg). 2,7: N. B., 9,2: litt pimpstein, 15,0: tapesbremmen — skrent (tapes II).

80. Svartneshaug (W for Berlevåg). 3,3: N. B., 4,55, 5,75 og 6,6: svake utv. linjer og voldannelser, 10,6: distinkt liten voll, 14,85:

den egentlige innerkant av meget bred strandbrem (tapes II), 15,8 og 16,85: nerkant og topp av stor voll. På dette utsatte sted er det mulig at nevnte voll er bygget opp ved tapestransgresjonens maksimum her.

Tanafjord.

87. Stangenes. 2,1: N. B., 2,2, 2,6, 3,1 og 3,2: små vøldannelser av fin rullestein som ikke er bevokset med lav, 3,85: nerkant av rullesteinsbakke, 8,95: rullesteinshylle, 18,1: terrassehylle, 18,8: terrasse — veldig moreneskrent (tapes II), 20,0: liten vollterrasse og en øvre overkant av tapesbredden (tapes I)

88. N for Vagge. 2,15: N. B. eller øverste flomgrense, 7,7: nerkant av bergskrent, 19,0: utpreget bergterrasse (tapes II).

89. Vagge. 1,9: N. B. eller øverste flomgrense, 5,85: øverste voll på strandbredden, 17,75: bergterrasse (tapes III), 19,1: nerkant av skrent (tapes II).

90. Lille Leirpollen. 1,8: N. B., 12,75: ujevn nerkant av skrent, 21,0: en vollrygg (tapes I), 21,5: ubetydelig utv. linje.

91. Store Leirpollen. 1,4: N. B., 15,0: terrassehylle (tapes IV), 20,65: ganske framtreddende terrasse (tapes I).

Det komplekse tapesnivå.

Tolkningen av tapesnivåets geologiske stilling i vårt land og parallelliseringen med litorinatrangresjonene i Balticum, Syd-Skandinavia og Danmark er en viktig forskningsoppgave i seg selv, og for norsk steinalderforskning av fundamental betydning. Tidfestelsen av konturene i overgangen mellom mesolitisk og neolitisk steinalder er i høy grad avhengig av en riktig utledning og datering av de enkeltlinjer som tapesnivået synes å være sammensatt av.

Da det er meningen å gi en mer fullstendig framstilling senere, skal jeg her bare ganske kort behandle dette emne.

Av diagrammet (pl. I) ser man at linjene N_9 , N_8 , N_7 og N_6 er kalt henholdsvis tapes I, II, III og IV. I Altafjord-diagrammet [†] (pl. II) er nemlig den linje som av meg er blitt karakterisert som tapeslinjen, en brukt linje, sammensatt av stykker tilhørende linjene N_9 , N_8 , N_7 og N_6 fra fjordbotnen utover mot kysten.⁸ For Altafjordens vedkommende er forløpet av de nevnte linjer sikkert utledet dels ved hjelp av markerte

[†] Se fotnote 1, s. 230 foran.

⁸ V. Tanner: *Fennia* 23, nr. 3, s. 54—57.

stranddannelser, og særlig ved hjelp av en rekke pimpsteinsforekomster. Nerkant av erosjonsskrenter og typiske strandvoller med pimpsteinshorisonter har dannet grunnlaget for kombinasjonen. Det forløp som linjene i linjekomplekset N_9-N_6 har fått (se diagrammet) har også bidratt til å forenkle kombinasjonen av de enda yngre nivåer. Likeså har anomalt lave tapesstranddannelser enkelte steder inne i fjordene, gjennom denne kombinasjonsmåte fått sin enkle forklaring.

På Varangerhalvøya har jeg utledet de samme linjer (N_9-N_6), men her har jeg ikke pimpsteinsforekomstene å støtte meg til.⁹ Dessuten er mitt strandlinjemateriale herfra på langt nær så omfattende som for Vest-Finnmarks vedkommende. Til tross herfor er kombinasjonen også her ganske klar. På Varanger-diagrammet (pl. I) er tapeslinjen egentlig bare sammensatt av linjene N_9 , N_8 og N_7 ; først utenfor diagrammet til venstre vil N_6 danne fortsettelsen av tapeslinjen. Dette skyldes for en del at Varangerhalvøya relativt sett ikke ligger så langt ute i periferien som Vest-Finnmarks kyststrøk, men særlig skyldes det at linjene N_9 , N_8 og N_7 har mindre gradienter på Varangerhalvøya enn i Vest-Finnmark.¹⁰ Den komplekse tapeslinjes isobaser divergerer nemlig østover mot Varangerhalvøya samtidig som de har en tendens til å svinge utover (fig. 1). Tapeslinjen på ytterkysten av Varangerhalvøya ligger derfor litt høyere enn innen områder med tilsvarende beliggenhet lenger vestpå. Dette framgår tydelig ved sammenlikning med hovedlinjen (fig. 1 og pl. I og II).

Tar man ovennevnte forhold i betraktning blir overensstemmelsen mellom Altafjord-diagrammet og Varanger-diagrammet på dette punkt meget god. Måleseriene og særlig profilseriene fra Altafjord-diagrammet som er innført i Varanger-diagrammet, viser relasjonen mellom linjenes høyder innen de to områder. Det framgår bl. a. at N_7 og N_8 ligger høyere østpå enn vestpå. Bare helt til høyre i diagrammene ligger linjekomplekset omtrent likt. Jeg er klar over at det er en mangel ved framstillingen at Vest-Finnmarks-materialet ikke er behandlet her, da det vilde ha dannet et ypperlig grunnlag for drøftelsene både på grunn av de tallrike høydeverdier og på grunn av pimpsteins-

⁹ Jeg så nok pimpstein mange steder her også, både i tapeslinjen og lavere, men ytterst sjelden akkurat der hvor jeg nivellerte, og derfor er bare noen få pimpsteinsforekomster kommet med i notatene mine. For øvrig er det lite pimpstein i fjordene i Øst-Finnmark sammenliknet med Vest-Finnmark.

¹⁰ V. Tanner: Fennia 23, nr. 3, s. 54—57.

observasjonene. Riktignok er det en hjelp at Alta-diagrammet (pl. II) er tatt med her.

Av hensyn til det følgende bør det nevnes at ikke bare linjekomplekset N_9 — N_6 i Vest-Finnmark er ledsaget av pimpsteins-forekomster, men at det også er pimpstein i nivåene N_5 og N_4 . Linje N_5 er svakt belagt (pimpstein er notert bare på noen få lokaliteter), mens N_4 er en meget markert pimpsteinslinje, samtidig som den er den laveste pimpsteinslinje. Det er påvist at den representerer et transgresjonsnivå.¹¹ Om transgresjonens størrelse kan ikke uttales noe; den kan for så vidt ha vært helt ubetydelig.

Den brukkede tapeslinje eller linjekomplekset N_9 — N_6 tenkes dannet ved fire forskjellige transgresjoner under en samtidig noenlunde kontinuerlig isostatisk heving av landplaten.¹² Havnivåets eustatiske stigning har pågått gjennom hele det betraktede tidsrom (senboreal til subboreal tid), sannsynligvis med noe varierende stigningshastighet som kanskje rent unntaksvis har nærmet seg null.

Selvsagt har havstigningen med enkelte avbrytelser pågått i hele avsmeltingstiden fra siste istids maksimum, men den har formodentlig vært mer framtreddende og mer kontinuerlig i det her gjeldende tidsrom på grunn av en betydelig temperaturstigning.

Strandens oscillasjoner¹³ (regresjon — transgresjon — regresjon) har sannsynligvis vært størst i begynnelsen av det nevnte tidsrom¹⁴, mens havnivåets absolutte høyde var størst i slutten av perioden^{15—16}. Om det skal bli regresjon eller stillstand av strandlinjen etter et transgresjonsmaksimum avhenger av forholdet mellom den isostatiske og eustatiske komponent, og da den isostatiske faktor

¹¹ På Ingøy fant jeg på godt beskyttet sted i 6,3 m høyde i torvskjær et tykt pimpsteinslag over et 40—50 cm tykt torvlag. Pimpsteinslaget, som må være avsatt under en transgresjon, tilhører ganske sikkert linje N_4 . Tapeslinjen her, dvs. N_9 , er 8,3 m o. h. Dessverre ble det ikke dengang tatt torvprøver av hensyn til en pollenanalytisk datering av transgresjonen, og senere har det ikke vært anledning til å ta prøver.

¹² Den isostatiske stigningshastighet kan godt ha vært gjenstand for visse forandringer i det her gjeldende tidsrom.

¹³ Det gjelder her de fire nevnte hovedfaser.

¹⁴ Se Tanner 1930, s. 352 og s. 468—472. C-linjens stilling til linjene N_9 — N_6 har jeg omtalt i det følgende.

¹⁵ Se I. Iversen 1937, s. 231 og V. Madsen (1942), s. 91.

¹⁶ At havnivåets absolutte høyde har vært større i enda yngre tid, er for så vidt en annen sak.

avhenger av isobashøyden, vil forskjellige forhold kunne inntreffe etter som det betraktete område ligger ytterst ute i periferien eller i større eller mindre avstand fra denne. I Danmark f. eks. er regresjonene så ubetydelige at man der helst taler om stillstandsperioder.¹⁷

De deler av linjene N_9 — N_6 (dvs. stranddannelsene i naturen) som ligger til venstre for skjæringspunktene, er av naturlige grunner mer markert enn de til høyre, hvor regresjonen til en viss grad har gjort seg gjeldende under sluttfasene av de respektive transgresjoner, men også her finner man ofte meget gode stranddannelser. Noen særlig forskjell i pimpsteinsmengdene innen de to områder syntes det heller ikke å være.

Samspillet mellom den eustatiske og isostatiske stigningshastighet er bestemmende for utviklingsforløpet. Den diskontinuerlige eller sprangvise utvikling som Finnmark-diagrammene viser m. h. t. linjene N_9 — N_6 , skyldes bestemte faseforskyvinger i forholdet mellom den isostatiske og eustatiske faktor.¹⁸ Hvis 0-linjen for den isostatiske heving/bevegelse ikke hadde flyttet seg nevneverdig i det betraktete tidsrom, vilde vinklene mellom linjene tilnærmet svare til landplatens stigningsvinkler mellom de påfølgende transgresjonsmaksima (selvsagt menes her vinklene mellom linjene ute i naturen).

Forholdene ved dannelsen av linjene N_9 — N_6 kan forenklet illustreres skjematisk, se fig. 3. Ligger 0-linjen for den isostatiske heving noenlunde fast, vil til hver linje i linjekomplekset N_9 — N_6 svare et høyere havnivå enn til foregående linje. Linjene N_9 , N_8 , N_7 og N_6 må da være dannet ved suksessivt høyere havnivåer. Under samme forutsetning må dette gjelde også for de yngre linjer N_5 — N_1 , da enhver av dem i en bestemt avstand utenfor kysten transgrederer den foregående (eldre) linje (jfr. pl. II).¹⁹ Linjene N_1 og N_2 er sann-

¹⁷ I. Iversen 1937, s. 231.

¹⁸ Jeg sikter her til de fire distinkte linjer. Man skulde kanskje i stedet vente å få en rekke tett på hinannen følgende transgresjonslinjer. Ved betraktning av differentialrørslene for havnivået og landplaten kan man også tenke seg at transgresjonspunktet eller sonen ved sin bevegelse vil beskrive en mer eller mindre svakt krummet linje, en metakron strandlinje, hvis form avhenger av de to komponenters hastighet.

¹⁹ Transgresjonspunktet for N_4 og N_6 ligger på samme sted som for N_8 og N_9 og nær 5 m o. h. (pl. II). Etter ovenstående forutsetning betyr det iallfall at havstigningen mellom N_6 og N_4 i dette tilfelle har vært større enn om transgresjonspunktet for N_6 — N_4 hadde ligget lavere og lengere ute enn for N_8 — N_9 .



Fig. 3. Skjematisk figur belysende dannelsen av det komplekse tapesnivå (c— N_4) for et perifert område som Finnmark. Figuren gjelder tidsrommet fra c-linjens dannelse til en tid etterat N_4 -linjen var utformet. H—H: havnivåets stilling da c-linjen ble dannet. h—h: havnivåets omtrentlige nåværende stilling. O: nullpunktet (O-linjen) for den isostatiske heving i dette tidsrom. I, II, III og IV: De suksessive skjæringspunkter mellom c-, N_6 -, N_5 -, N_4 - og N_3 -linjene. N_6 — N_6 er parallell Om, N_5 — N_5 er parallell On, N_4 — N_4 er parallell Op og N_3 — N_3 er parallell Or.

Hvis havnivået H—H hadde vært konstant i dette tidsrom, vilde man teoretisk kunne få dannet linjene Oc, Om, On, Op og Or. På grunn av havnivåets samtidige stigning får man følgende forhold, idet man går ut fra at c-linjen til å begynne med faller sammen med havnivået H—H: 1. Mens landet stiger fra Oc til Om (vinkelen α), stiger havnivået til stillingen N_6 — N_6 som er parallell med Om, vi får dannet N_6 -linjen som til venstre for I transgrederer c-linjen. 2. Mens landet stiger fra Om til On (vinkelen β), stiger havnivået til stillingen N_5 — N_5 som er parallell med On, vi får dannet N_5 -linjen som til venstre for II transgrederer N_6 -linjen. 3. Under landets stigning fra On til Op (vinkelen γ), stiger havnivået til N_4 — N_4 som er parallell med Op, vi får dannet N_4 -linjen som til venstre for III transgrederer N_5 -linjen. 4. Mens landet stiger (vinkelen δ), inntar havnivået stillingen N_3 — N_3 som er parallell med Or og N_3 -linjen blir dannet.

Under samme forutsetning kan også de yngste linjene (N_6 — N_1) være dannet på tilsvarende måte. En lignende betraktningssmåte kan, iallfall teoretisk, gjøres gjeldende for praktisk talt samtlige postglasiale og senglasiale marine nivåer, og den er i god overensstemmelse med en mer moderne oppfatning av strandlinjenes dannelse. En teoretisk drøftelse av nullpunktets (O) så vel horisontale som vertikale beliggenhet er i denne forbindelse ikke påkrevet. Også i ovenstående tilfelle tenkes O (O-punktet) å være et punkt som er fast forbundet med jordskorpen.

synligvis dannet ved absolutte høyeste havstand etter siste istid. Linjene (N_1 og N_2) har helt ubetydelige gradienter, særlig N_1 , hvilket kan tyde på at den isostatisk heving innen området begynte å ebbe ut umiddelbart etter deres dannelse. I så fall må havnivået ha sunket litt til nåværende havnivå, anslagsvis 2—3 m. Holder ikke forutset-

ningen med O-linjen eller aksen, kan forholdene bli atskillig mer kompliserte enn her skissert.

Et konstant havnivå så vel som et kontinuerlig synkende havnivå for lengere tidsrom i avsmeltingstiden er i seg selv utelukket, og står også i motsetning til vår oppfatning av strandlinjenes dannelse. Derfor skal jeg heller ikke her drøfte de forhold som vilde oppstå i disse to tilfelle f. eks. m. h. t. yngre linjers eventuelle transgresjon av eldre linjer ytterst ute i periferien, men kun peke på at det også i disse tilfelle vilde kunne forekomme at yngre linjer ligger over eldre linjer, men i så fall vilde dette først finne sted utenfor O-punktet eller O-linjen (O) for den isostatistiske heving, altså utenfor det depresjonsområde hvis nivåforandring vi her beskjeftiger oss med.

Havstigningen i senboreal, atlantisk og subboreal tid har, som vi ser, forårsaket dannelsen av ikke én, men flere transgresjonslinjer (tapeslinjer). I mine diagrammer (pl. I og II) er ikke noen linje svarende til Tanners c-linje kommet med. Nå skal ifølge Tanner²⁰ c-linjen svare til tapesnivået innen de indre deler av de norske fjordene og clypeus-grensen i *Balticum*, mens hans b-linje svarer til tapesnivået innen de ytre deler av fjordene i Norge og litorinagrensen i *Balticum*. Skjæringspunktet mellom de to linjene ligger i 27—28 m høyde. Nå ligger de høyeste tapesstranddannelser i Finnmarksfjordene ikke høyere enn ca. 28 m o. h., bortsett fra Sør-Varanger.²¹ Det er derfor rimelig at jeg ikke har fått med i mine diagrammer noen linje som svarer til Tanners c-linje. Tanners b-linje²² eller rettere øverste del av den til venstre for skjæringspunktet med c-linjen er identisk med N₀-linjen (tapes I).

Tar man med c-linjen, som altså må svare til en eldre tapeslinje enn N₀-linjen, blir resultatet av den her betraktete postglasiale havstigning ikke mindre enn fem transgresjonslinjer i Finnmark med Nord-Finnland: c, N₀, N₈, N₇ og N₅.²³ C-linjen er dannet under den eldste og N₀ (tapes IV) under den yngste av transgresjonene.

²⁰ V. Tanner, 1930, s. 216.

²¹ Sørvaranger-materialet er ikke ferdig bearbeidet, så jeg skal ikke her berøre forholdene der, men kun nevne at det ser ut til at det er en høyere tapeslinje som sannsynligvis svarer til c-linjen.

²² Tidligere oppfattet Tanner b- og c-linjene som én linje som han kalte II a (V. Tanner: Fennia 23 og 26).

²³ M. h. t. strandens oscillasjoner under c-linjens og (b-linjens) dannelse, se Tanner 1930, s. 352 og 468—472.

Bare ute i periferien av det Fennoskandiske nedisningsområde kan man vente å finne tilsvarende forhold som her er skissert for Finnmarks vedkommende; f. eks. i Balticum, Syd-Sverige med Danmark, sydvestlige Norge og eventuelt i Lofoten—Vesterålen. For alle de nevnte områder, unntatt Lofoten—Vesterålen,²⁴ er det både påvist flere transgresjoner og dels utledet tilsvarende transgresjonslinjer som tilhører det omtalte tidsrom.

Om de postglasiale transgresjoner i Østersjølandene med Sverige og Danmark foreligger en omfangsrik litteratur av en rekke nordiske naturforskere. Ved denne anledning kommer jeg bare til å berøre enkelte av disse arbeider, vesentlig arbeider fra den senere tid, som Sauramos arbeider fra Balticum,²⁵ Iversen,²⁶ Madsen,²⁷ Halden²⁸ og Rydbeck's²⁹ arbeider fra Danmark og det sydlige Sverige. For det sydvestlige Norges vedkommende henviser jeg til Fægri's arbeider (Jæren og Bømlo).³⁰

Parallelliseringen av tapeslinjene, c—N₆, i Finnmark med kjente transgresjoner eller transgresjonslinjer innen andre områder uten biologiske holdepunkter, må nødvendigvis bli noe usikker. Riktignok kan detaljerte og nøyaktig utførte diagrammer være et utmerket hjelpemiddel særlig når det dreier seg om lavere nivålinjer. For parallellisering av høyere nivåer og stranddannelser er diagrammetoden ikke sikker. (Jfr. Tanners epeirogenetiske spektrum o. a.) Vi skal så i det følgende først se hvilke resultater en sammenliknende diagramundersøkelse gir m. h. t. de postglasiale linjer i Finnmark og Balticum.

Ved sammenlikning av mitt diagram fra Varangerhalvøya (pl. I) med Sauramos av 1934 for Østersjøområdet³¹ framgår at hans litorina-transgresjoner L I, L II og L III er identiske med linjene N₉ (tapes I), N₈ (tapes II) og N₇ (tapes III) i mitt diagram. Går jeg nemlig ut fra 27 m isobasen for N₉ og L I, fås følgende relasjoner:

²⁴ Etter Tanner og Grønlie kan forholdene her også tyde på to transgresjoner (Tanner 1930, s. 278 og 476).

²⁵ M. Sauramo 1934 og 1939.

²⁶ I. Iversen 1937.

²⁷ V. Madsen 1942.

²⁸ B. Halden 1929.

²⁹ O. Rydbeck 1928.

³⁰ K. Fægri 1939—40 og 1943.

³¹ M. Sauramo 1934 (Tafel VI).

$N_9 = L I = 27$ m,³² $N_8 = 24,4$ m og $L II = \text{ca. } 24$ m, $N_7 = 20,8$ m og $L III = 20-21$ m. Overensstemmelsen er således temmelig god. Sauramos clypeusgrense er sannsynligvis identisk med Tanners c-linje.³³ Skjæringspunktet mellom clypeusgrensen og L I ser ut til etter diagrammet å ligge i 27—28 m høyde, altså i overensstemmelse med b- og c-linjens skjæring i Tanners diagram (Tavl. III, 1930). Etter Sauramos diagram av 1934 ser det ut til at linje N_6 i Finnmark ikke er representert i Balticum.

Imidlertid publiserte Sauramo i 1939 en ny revidert framstilling av den senglasiøle og postglasiøle utvikling i Østersjøområdet.³⁴ I hans nye diagram er det kommet med hele 6 litorina-transgresjoner, L I, L II, L III, L IV, L V og L VI. Studerer man diagrammet av 1939 nøye og sammenlikner med mitt diagram, framgår følgende: L I og L II i diagrammet av 1939 skjærer hverandre i ca. 27 m høyde, akkurat som clypeusgrensen og L I i diagrammet av 1934. I det nye diagram er clypeusnavnet erstattet med litorina I (L I), som da må svare til Tanners c-linje³⁵ eller den eldste tapestransgresjon (s. 242). L II i diagrammet av 1939 svarer høyst sannsynlig til min N_9 -linje som ifølge det foregående er delvis identisk med Tanners b-linje. Vi kan derfor først sette: c-linjen = L I og $N_9 = L II$. Går vi ut fra 27 m isobasen for N_9 og L II, får vi videre disse relasjoner: $L III_{1939} = 24,6$ m og $N_8 = 24,4$ m, $L IV_{1939} = 22,3$ og ingen linje i Finnmark, $L V_{1939} = 20,0$ m og $N_7 = 20,8$ m, $L VI_{1939} = 17,1$ og $N_6 = 17,7$ m.³⁶ Overensstemmelsen er også her ganske god, bortsett fra at L IV ikke fins i mitt diagram. Holder vi oss til Sauramos diagram av 1939 under sammenlikningen av Finnmarks og Balticums postglasiøle transgresjoner, skulde følgende samhörighet eksistere: c-linjen (Finnmark—Nord-Finnland) og L I (Balticum), N_9 (Finnmark) og L II (Balticum), N_8 og L III, N_7 og L V og N_6 og L VI.

Dette resultat av sammenlikningen tar jeg også som et indirekte bevis på at linjesystemet N_9-N_6 eller c— N_6 er riktig utledet. Det er

³² Jeg har nevnt foran at Tanners b-linje delvis svarer til N_9 -linjen og b-linjen er igjen parallellisert med Sauramos L I-linje (Asklund 1935).

³³ Se Tanner 1930, s. 216 og Asklund 1935.

³⁴ M. Sauramo (Bull. Comm. Géol. Finlande, nr. 135, 1939).

³⁵ Sauramo sier (1939, s. 56): Tanner's c-linje corresponds to the meta-chronous highest limit of the postglacial transgression indicated by the beaches L I, L II, L II, L IV, L V og L VI in the Baltic basin.

³⁶ De tallene som refererer seg til Sauramos diagram, er avlest i brøkdeler av millimeter og omgjort til meter ved beregning.

selvsagt mulig at linjenes helling kan være en tanke unøyaktig. Uoverensstemmelsene m. h. t. høydene er iallfall forbausende små, særlig når man tar i betraktning at de to områdene ligger langt fra hverandre og at den isostatiske hevingebevegelse derfor kan ha differert en del. Vinkelen mellom L II og L III i Sauramos diagram er svært stor i forhold til vinklene mellom de andre litorinalinjene.³⁷ Den tilsvarende vinkel mellom N_9 og N_8 i Varanger-diagrammet gir derimot ikke inntrykk av å være større enn vinklene mellom de andre linjene der. I Altafjord-diagrammet (pl. II) er den samme vinkel betydelig større enn de øvrige vinklene tilhørende linjekomplekset c— N_6 .³⁸

Sauramo uttaler seg lite om litorinatransgresjonene i de to nevnte avhandlinger. Han sier lite eller intet om deres plassering i det klimahistoriske system; og om deres relasjoner til bestemte epoker i den finske steinalderskronologi uttaler han seg svært sparsomt bortsett fra det som er anført i diagrammet. Riktignok har han i diagrammet av 1939 angitt alderen på noen av linjene ved hjelp av den finsk-svenske geokronologi på grunnlag av undersøkelser over havsedimenters (sjøsedimenters) polleninnhold.³⁹ Og det beste er selvsagt godt nok. Går vi ut fra at den forannevnte sammenstilling av linjene i Balticum og Finnmark er riktig, får vi ved hjelp av diagrammet følgende alder på linjene: c-linjen og L I 5000 år f. Kr., N_9 -linjen og L II omkr. 4500 f. Kr., N_8 -linjen og L III 3300 f. Kr., N_7 -linjen og L V omkr. 2000 f. Kr. og N_6 -linjen og L VI omkr. 1600 f. Kr. Disse tallangivelser bør tas med en viss reservasjon, iallfall for noen talls vedkommende.

På dette sted hadde en sammenlikning også med de resultater svenske forskere er kommet til m. h. t. litorinanivåene i det baltiske basseng vært av interesse, men den må sløyfes, her dels grunnet begrenset plass og dels på grunn av vanskeligheter med litteratur.

For Danmarks vedkommende er det i den senere tid gjennom Iversens undersøkelser⁴⁰ påvist ikke mindre enn 4 transgresjoner av havet i postglasial tid dvs. i atlantisk-subboreal tid. Jeg gjør uttrykkelig oppmerksom på at jeg her ikke vil gjøre noe endelig forsøk på å parallellisere Finnmarkslinjene med transgresjonene i Danmark,

³⁷ Sauramo 1939, s. 60.

³⁸ Man får forresten ikke noe særlig godt inntrykk av vinklens relative størrelse på så lave isobashøyder som i Finnmark.

³⁹ Sauramo 1939, s. 40 og 41.

⁴⁰ I. Iversen 1937, s. 223—231.

men noen sammenliknende betraktninger kan allikevel være på sin plass.

For øvrig er undersøkelsene i Danmark i full gang, og det er ikke utelukket at de foreliggende resultater kan bli modifisert en god del etter som arbeidet skrider fram. Det samme gjelder til en viss grad også Finnmarks-transgresjonene (linjene). En definitiv parallellisering bør av den grunn utstå til senere.

For en eventuell parallellisering Finnmark—Danmark egner Altafjord-diagrammet seg bedre enn Varanger-diagrammet, da det første er sikrere utledet og mer fullstendig for lavere isobashøyder. Ved anvendelse av diagrammetoden kreves det stor nøyaktighet og Altafjord-diagrammet vil anvendt her gi sikrere resultater enn Varanger-diagrammet. For en sammenlikning mangler vi også et diagram over litorinativåene i Danmark. Hadde vi enda hatt nøyaktig kjennskap til havnivåets beliggenhet ved de 4 fjordstadier i Søborg Sø i Nord-Sjælland, vilde det har vært en god hjelp her.⁴¹ Litt har vi imidlertid å holde oss til ved å sammenholde Iversens og Madsens resultater.⁴² Den siste av Iversens transgresjoner (Søborg VI) svarer ifølge Madsen til et havnivå nær 6,5 m o. h. ved Hornbæk på Nord-Sjælland.⁴³ Dette er den høyeste stilling som litorinahavet har nådd her. Det er derfor sannsynlig at transgresjonen Søborg IV ekvivalerer N_6 (tapes VI) i Finnmark (og L VI i Balticum). Iversen (1937) henlegger denne transgresjon til sen-atlantisk tid, mens Madsen (l. c.) henlegger den til subboreal tid på grunnlag av arkeologiske undersøkelser av J. Troels-Smith (1937, 1937 a og 1942) og Iversens revisjon (1941) av sonegrensene i hans arbeid fra 1937.⁴⁴ Etter dette skulde altså litorinahavets maksimum falle i subboreal tid.⁴⁵

M. h. t. de andre transgresjonene i Danmark så faller de ifølge Madsen og Iversen på følgende tidsrom: 1. den eldste transgresjon

⁴¹ I. Iversen (1937) l. c.

⁴² V. Madsen 1942, s. 83—95.

⁴³ Etter Madsens høydeangivelse for stranddannelser tilhørende litorinahavet (s. 86 og 87) mener jeg at den fikserte høyde på 6,42 for litorinahavets stilling ved Hornbæk er litt for lav.

⁴⁴ I. Iversen (1941) D. G. U. Række II, Nr. 66. Dette arbeid og likeså Troels-Smiths nevnte arbeider har jeg dessverre ikke for hånden.

⁴⁵ Her bør det nevnes at Ö. T. Grønlie (se 1940, s. 50) er kommet til samme alder for b-linjens vedkommende. Nå er som nevnt foran »b-linjen« etter min oppfatning sammensatt av linjene N_6 — N_8 i Finnmark. For N_6 (yngste del av b-linjen) vilde sannsynligvis anførte tidsrom passe.

(Søborg I) faller umiddelbart etter overgangen mellom boreal og atlantisk tid, 2. den nesteldste transgresjon (Søborg II) faller omtrent i den midtre del av atlantisk tid og 3. den nestyngste transgresjon (Søborg III) faller i slutten av atlantisk tid og på overgangen til sub-boreal tid (etter Iversens reviderte sonegrenser, Iversen 1941, l. c.).

At det mellom de tre sistnevnte transgresjoner og bestemte linjer i linjesystemet c—N₆ i Finnmark må være en viss forbindelse, er høyst sannsynlig, men å finne relasjonene er meget vanskelig, bl. a. fordi vi ikke kjenner nøyaktig strandens beliggenhet (f. eks. ved Søborg SØ) i forhold til nåværende havnivå for de tre transgresjonene. Terskelen foran Søborg SØ som Madsen omtaler og litorinahavets maksimum her, gir oss ikke noen særlige holdepunkter, bortsett fra at det ser ut til at havnivåene under de tre andre transgresjoner må ha ligget relativt nær det havnivå som svarer til yngste transgresjon (Søborg IV), hvis da ikke terskelens høyde har undergått store forandringer i tidens løp.⁴⁶

Hvis vi imidlertid kunde forutsette at her ikke har vært transgresjoner mellom de 4 nevnte, måtte relasjonene bli følgende: N₆ og Søborg VI, N₇ og Søborg III, N₈ og Søborg II og N₉ og Søborg I. Men da får vi at c-linjen er eldre enn den første transgresjon i Danmark. Mot dette taler den høye alder som c-linjen da måtte ha. Den vilde da senest være dannet i slutten av boreal tid og på overgangen til atlantisk tid, men helst noe før. Nå har riktignok Fægri påvist at den postglasiale transgresjon begynte ved midten av den boreale tid.⁴⁷ Etter det skulde en transgresjon svarende til c-linjen i den senere del av boreal tid være teoretisk mulig. Uten å komme nærmere inn på dette vanskelige spørsmål, skal jeg bare peke på at dette også vilde få konsekvenser for clypeusgrensen og Sauramos L I (1939) i Balticum.

Et viktig spørsmål i denne forbindelse er om forholdene på de av Iversen undersøkte lokaliteter, Søborg SØ, Klampenborg fjord og Korup SØ, taler absolutt imot en eventuell transgresjon svarende til

⁴⁶ V. Madsen, l. c., s. 91. Terskelhøyden er et meget viktig punkt for den følgende drøftelse. Da terskelen er meget gammel (den har jo »overlevet« 4 transgresjoner) er det ikke usannsynlig at dens høyde f. eks. under Søborg I og II har vært en annen enn den nåværende. Men derom kan jeg ikke uttale meg.

⁴⁷ K. Fægri (1943), s. 42, og Iversen (1937, s. 227) tyder ferskvannsgytjen i Korup SØ fra sen boreal tid som det første tegn på havets transgresjon.

c-linjen før Søborg I.⁴⁸ For Søborg Sø's vedkommende er det bare å si at en transgresjon som skal etterlate seg spor, der må ha nådd litt over den omtalte terskel. c-linjen, som innenfor 27—28 m isobasen ligger høyest av alle tapes-litorinalinjene, vil i dette område ligge lavest. c-linjetransgresjonen har høyst sannsynlig ikke nådd så høyt at den har kunnet etterlate seg spor i Søborg Sø. Til en høyde på 6,5—7,0 m for litorinahavets maksimum svarer etter Sauramos diagram (1939)⁴⁹ en høyde for LI (dvs. c-linjen) på $\div$ 8,5—9,0 m. Selv om vi reduserer dette tallet med atskillige meter blir det ikke tale om noen c-linjetransgresjon i Søborg Sø, hvis da ikke de isostatiske forhold i Danmark har vært meget forskjellige fra Balticum og Fennoskandia for øvrig. Noe forskjellig fra Østersjøområdet har sannsynligvis de isostatiske forhold i Danmark artet seg. I dette perifere området må man kanskje regne med en viss faseforskyvning i landplatens stigning i forhold til Balticum og i forhold til andre kyststrøk i Fennoskandia. At Sauramos diagram skal passe helt for danske forhold er ikke å vente, men et lite fingerpek gir det nok. Det samme gjelder også mine Finnmark-diagrammer m. h. t. danske forhold. Her skal anføres noen tall for å vise transgresjonslinjenes beliggenhet i Finnmark og Balticum for isobashøyden 6,6 m, som svarer omtrent til yngste litorinatransgresjon (Søborg IV) ved Hornbæk på Sjælland. Tilsvarende verdier også for isobashøyden 7,0 m er tatt med.

	m	m	m	m	m
Finnmark ⁵⁰	N ₆ = 6,6	N ₇ = 5,2	N ₈ = 3,0	N ₉ = $\div$ 2,9	c = ?
Balticum (Sauramo)	L _{VI} = 6,6	L _V = ca. 6,4	L _{III} = 3,9	L _{II} = $\div$ 3,6	L _I = c = $\div$ 10,0
Finnmark ...	N ₆ = 7,0	N ₇ = 5,9	N ₈ = 3,8	N ₉ = $\div$ 2,5	c = ?
Balticum	L _{VI} = 7,0	L _V = 6,8—7,0	L _{III} = 5,0	L _{II} = $\div$ 2,5	L _I = c = $\div$ 8,5

Hvis ovenstående tabell innen visse grenser også skulde gjelde for Danmark, framgår det at den eventuelle c-linjetransgresjonen ikke kunde nå Søborg Sø. Men samtidig blir det vanskeligheter med den første transgresjon (Søborg I) hvis den som foran formodet skulde

⁴⁸ Jeg ser her bort fra Søborg I's store alder etter den pollenanalytiske datering.

⁴⁹ Dette kan ikke uten videre brukes på danske forhold, men innenfor visse grenser er det vel overensstemmelse.

⁵⁰ Middell av høydeverdier tatt ut av 4 diagrammer fra Finnmark.

ekvivalere N_6 (Finnmark) og L II (Balticum), for N_6 ligger for den betraktede isobashøyde (6,6 m) omkring 2,5—3,0 m under nåværende havnivå. Da transgresjonen Søborg I er et faktum, må konsekvensen bli, selv om man forutsetter en lavere terskelhøyde ved Søborg Sø tidligere, at enten er Søborg I ikke ekvivalent med N_6 eller vi må som allerede antydnet forutsette at hevingsforløpet i det betraktede tidsrom i Danmark til en viss grad har vært annerledes enn i Finnmark og Balticum.⁵¹ Jeg heller til det siste alternativ, uten å komme nærmere inn på det her, bl. a. fordi det ellers blir vanskelig å plasere Søborg I i forhold til linjene N_6 —c. På grunn av ovennevnte blir det vanskelig å sammenstille Søborg I og c-linjen, og hvis vi parallelliserer den med N_8 , blir Søborg II samtidig med N_7 og Søborg III samtidig med N_6 og Søborg IV altså yngre enn N_6 -transgresjonen i Finnmark, men det tror jeg neppe er riktig.

Etter forholdene ved Søborg Sø å dømme og under forutsetning av at der hverken i Danmark eller Finnmark kan utskilles flere transgresjoner eller transgresjonslinjer tilhørende tapes-litorinatiden enn de her nevnte, ser det ut til at Søborg I og N_6 -linjen er den sannsynligste kombinasjon, til tross for at vi da må ty til den nødhjelp å forutsette en noe forskjellig isostatisk utvikling her enn i det øvrige Fenno-skandia.

Ved Klampenborg fjord hviler 4,5 m brakkvanns- og saltvannsgytje på boreal sphagnum-torv. Torvens overflate ligger nå ca. 2,0—2,5 m under havflaten (Iversen 1937, s. 226). Ifølge Ellen Mertz: 1924 (kartet) ligger Klampenborg ved 4,5 m isobasen for litorinahavets maksimum. Etter Alta-diagrammet blir: $N_6 = 4,5$ m, $N_7 = \text{ca. } 2,5$ m, $N_8 = \text{ca. } \div 0,5$ m og $N_9 = \text{ca. } \div 8,5$ m, og etter Sauramos diagram: L VI = 4,5 m, L V = 4,5, L III = 2,0 m, L II = $\div 8,0$ m og L I = c-linjen = $\div 15,0$ m. En transgresjon svarende til c-linjen kunde etter høyde- eller dybdeforholdene å dømme, ikke bli registrert i Klampenborg fjord. Dessuten blir det like vanskelig her som ved Søborg Sø å få N_9 og Søborg I presset sammen, men på de samme premisser som der lar det seg under noen tvil gjøre.⁵²

⁵¹ Nå er Finnmarkslinjene ikke fastlagt i detalj, men de viser seg jo etter tabellen å være i noenlunde overensstemmelse med Sauramos litorina-nivåer.

⁵² Korup Sø kan jeg ikke drøfte her, da jeg mangler stedsbeskrivelse og nøyaktige data. Jeg har således ikke for hånden A. Jessens arbeid (1920) i D. G. U., II. Række, nr. 35, hvor en nøyaktig stedsbeskrivelse finnes.

Etter drøftelsen her ser det ut til at c-linjen er eldre enn Søborg I og at N_9 -linjen muligens er samtidig med Søborg I, N_8 -linjen samtidig med Søborg II, N_7 -linjen samtidig med Søborg III og N_6 samtidig med Søborg IV.

Ovenstående preliminære oversikt vedrørende litorinatransgresjonene i Danmark må vel uten større vanskeligheter iallfall på enkelte punkter kunne verifiseres eller forkastes av interesserte danske forskere.

Da kombinasjonen N_6 og Søborg IV er et meget viktig ledd i ovenstående oversikt, skal her også anføres gradientene for Finnmarklinjene og for litorinahavets maksimum i Danmark (Søborg IV). Ifølge Alta-diagrammet fås: $N_9 = 23,5$ cm/km, $N_8 = 17,5$ cm/km, $N_7 = 12$ cm/km og for $N_6 = 8,0$ cm/km; og for linjer yngre enn tapeskomplekset: $N_5 = 6,5$ cm/km og $N_4 = 4,5$ cm/km. Til beregning av gradienten i Danmark har jeg brukt verdien 6,5 m ved Hornbæk (Madsen l. c.) og 4,25 m ved Klampenborg⁵³ da 4,5 m isobasen går nordenfor Klampenborg etter Ellen Mertz's isobasekart (Ellen Mertz, 1924). Avstanden mellom de to steder noenlunde loddrett, isobasene er ca. 30 km. Dette gir en gradient på 7,5 cm/km.⁵⁴ Av dette framgår at gradienten for den yngste transgresjonslinjen (Søborg IV) er omtrent den samme som for N_6 -linjen, henholdsvis 7,5 cm og 8,0 cm pr. km.⁵⁵ Også dette viser sammenhengen mellom Søborg IV og N_6 (tapes IV), forutsatt at den beregnede gradient for litorinahavet i Danmark er noenlunde riktig, og at det isostatiske forløp siden denne siste transgresjon har vært noenlunde likt i Danmark og Finnmark. Den forskjell i det isostatiske forløp mellom Danmark og andre strøk av Fennoskandia som ble pekt på foran, må henregnes til en tidligere

⁵³ Denne verdi skulde kanskje reduseres litt, men da jeg ikke vet hvor meget, har jeg unnlatt å gjøre det, for det vilde i tilfelle bli nokså vilkårlig.

⁵⁴ For strekningen Hornbæk—Klampenborg er nevnte gradient ikke for høy, men muligens litt for lav. Gradienten for strekningen Hornbæk—0-isobasen (se kartet hos Ellen Mertz, 1924) blir bare 5 cm/km. Dette tyder på at de lavere isobaser (henimot 0-isobasen) på nevnte kart tilhører yngre nivåer enn det egentlige litorinativå. N_6 og særlig N_4 kan her komme i betraktning (muligens også N_5). Gradienten for N_4 er 4,5 cm/km. I den forbindelse kan nevnes at på lavere tapes isobashøyde enn ca. 4 m i Finnmark ligger N_4 -linjen over tapes-litorinalinjene.

⁵⁵ Linje N_6 med gradient 6,5 cm/km og linje N_4 med gradient 4,5 cm/km kommer ikke i betraktning, da ingen av dem tilhører litorina-tapeskomplekset. Dessuten regner jeg ikke N_6 for å være noen typisk transgresjonslinje. N_4 er en transgresjonslinje, men gradienten er bare 4,5 cm/km.

del av det postglasiale tidsrom. For det senglasiiale tidsroms vedkommende er forholdene svært ulike i Danmark og Finnmark. Som et eksempel kan nevnes at på Nord-Sjælland svarer litorinahavets maksimum til den marine grense (ved Hornbæk ca. 6,5 m o. h.), mens den marine grense i Finnmark er ca. 30 m for tilsvarende litorina-isobashøyde.

Madsen parallelliserer den høyatlantiske transgresjon (Søborg II) med clypeusgrensen i *Balticum* (Madsen l. c., s. 91). Dette passer ikke med det foran nevnte, hvis clypeusgrensen er identisk med Tanners c-linje (Tanner 1930, s. 216). Sauramos L I er som før nevnt samtidig med c-linjen. Konsekvensen av denne parallellisering vilde bli at den tidlig-atlantiske transgresjon (Søborg I) i Danmark er eldre enn c-linjen (og L I) og at den så vidt vi vet ikke har etterlatt seg spor hverken i *Balticum* eller i de andre kystområdene i Fennoskandia. I motsetning hertil har jeg foran antydning mulighet av at c-linjen er eldre enn Søborg I og at den på grunn av sin lave beliggenhet innen Danmark ikke er registrert på de nevnte danske lokaliteter.

I Syd-Sverige er også påvist to om ikke tre transgresjoner (Iversen, 1937, og B. Halden, 1929). De to sikre transgresjoner der parallelliseres med Søborg III og Søborg IV (Madsen l. c., s. 93). Den mer tvilsomme transgresjon er eldre enn disse to. I den forbindelse er Rydbecks undersøkelser ved Limhamn av stor interesse (Madsen 1942 og O. Rydbeck 1928).

I det sydvestlige Norge (Jæren og Bømlo) har Fægri påvist to sikre tapestransgresjoner.⁵⁶ Ved Figgio på Jæren når den yngste transgresjonen 7,0 m o. h. og den eldste til minst 3,0 m. Der er dessuten antydning til en mellomliggende mer tvilsom transgresjon.⁵⁷ Den yngste transgresjon blir parallellisert med Iversens Søborg IV, og den eldste blir forsøksvis sammenstilt med Søborg II. Hvis den tredje tvilsomme transgresjon har noen realitet, er den sannsynligvis samtidig med Søborg III.⁵⁸ I tabellen nedenfor er en sammenstilling av høydeverdiene for tapes-litorina-linjene i Finnmark, *Balticum* og på Jæren svarende til 7 m isobasen for yngste tapeslinje.⁵⁹ I siste rekke er transgresjonene i Danmark føyd til.

⁵⁶ K. Fægri 1939—40 og 1943. Se Fægri 1939—40, s. 135.

⁵⁷ K. Fægri 1939—40, s. 145.

⁵⁸ K. Fægri 1939—40, s. 145 og 168.

⁵⁹ Finnmarksverdiene er middelverdier framkommet ved hjelp av 4 diagrammer. *Balticum*-verdiene er fra Sauramos diagram av 1939.

	m	m	m	m	m
Finnmark ...	$N_6 = 7,0$	$N_7 = 5,9$	$N_8 = 3,8$	$N_9 = \div 2,5$	$c = ?$
Balticum	$LVI = 7,0$	$LVI = 6,8 - 7,0$	$LIII = 5,0$	$LII = \div 2,5$	$L_I = c = \div 8,5$
Jæren	Yngste transgr. = 7,0	Tvilsom transgr. = ?	Eldste transgr. $\geq 3,0$		
Danmark	Søborg IV	Søborg III	Søborg II	Søborg I	

Den antydende sammenstilling av Jæren-transgresjonene og Finnmark-linjene synes å være nokså sannsynlig etter høydene å dømme. I så fall blir muligheten for at den forannevnte parallellisering av Finnmark-linjene og transgresjonene i Danmark er riktig, noe større.

Ved hjelp av Tanners strandlinje-spektrum av 1930 sammenstiller Gjessing: yngste transgresjon på Jæren (7 m) med b-linjen og eldste transgresjon (3 m) med c-linjen.⁶⁰ Sammenholdt med Fægri's parallellisering av Jæren-transgresjonene med de danske transgresjoner, vil Gjessings resultat m. h. t. c-linjen harmonere bra med det resultat Madsen kom til for clypeustransgresjonens plass i forhold til transgresjonene i Danmark (Madsen l. c., s. 91).⁶¹ Imidlertid finner jeg ved prøvning av Tanners diagram på Jæren-transgresjonene, at det til en b-linje verdi på 7 m svarer en c-linje verdi på ca. 0 m og ikke 3 m som Gjessing nevner. Dette er for så vidt uvesentlig i forhold til det faktum, at Tanners b-linje ikke er én synkron linje, men som framholdt foran et kompleks linjesystem sammensatt av linjene N_6 — N_9 . Dette medfører, som foranstående tabell viser, at til yngste transgresjons 7 m-isobase svarer en negativ c-linje høyde. Dette betyr igjen at eldste transgresjon på Jæren sannsynligvis er yngre enn c-linjen.

Av Fægri's undersøkelser på Bømlo framgår, at Shetelig's Bømlo-senkning tilhører rekken av tapestransgresjonene (Fægri 1943). Forholdene på Bømlo er, ifølge Fægri, i full overensstemmelse med Jæren (l. c., s. 42 og 43), og parallelliseringen med Danmark fører også til et liknende resultat (l. c., s. 70), bortsett fra at yngste transgresjon her (Shetelig's Bømlo-senkning) sammenstilles med Søborg III og IV, mens tilsvarende på Jæren sammenstilles med Søborg IV alene.⁶²

⁶⁰ G. Gjessing 1942, s. 357.

⁶¹ Clypeustransgresjonen er av Tanner o. a. som nevnt parallellisert med c-linjen.

⁶² Etter min oppfatning foreligger det en svak mulighet for at den absolutt høyeste tapestransgresjon på Bømlo faller på en litt eldre linje enn den tilsvarende på Jæren. Kanskje på N_7 istedenfor N_6 (jfr. Finnmark)?

Holder vi oss til Fægris resultat m. h. t. Bømlo-senkningens samtidighet med yngste transgresjon på Jæren, fører dette til at N_6 (tapes IV) i Finnmark er samtidig med Bømlo-senkningen. Dette er delvis i overensstemmelse med A. Bjørns oppfatning av tapeslinjen, som går ut på at denne ikke markerer maksimum av tapestransgresjonen, men Bømlo-senkningen (eller Bømlo-transgresjonen).⁶³ Men når en ser bort fra N_6 , så markerer de andre linjene i tapeskomplekset i Finnmark, transgresjoner som til dels er betydelig eldre enn Bømlo-senkningen.

A. Nummedal hevder i forbindelse med Karlebotn-funnene, at tapesgrensen i Finnmark svarer til trivianivået i Oslofeltet.⁶⁴ Det gjelder, som vi skal se, den yngste tapestransgresjonen i Finnmark (N_6 -linjen), mens de andre linjene er eldre. I sitt arbeid fra 1930 skiller Tanner ut tre postglasiale transgresjoner, nemlig clypeus-transgresjonen (c-linjen), den første neolitiske transgresjon (b-linjen) og annen neolitiske transgresjon.⁶⁵ Den siste transgresjonen skal ifølge Tanner være samtidig med a_7 -linjen i hans relasjonsdiagram. Til samme tid henføres trivianivået, som han ved hjelp av diagr. side 363 l. c. tydelig viser svarer til a_7 -linjen (Tanner l. c., s. 476, 363).⁶⁶ Det spørsmål som melder seg her er a_7 -linjens stilling til N_6 -linjen. Nå er a_7 -linjen ifølge Tanner ikke helt sikkert utledet; han taler således ofte om linjeparet a_6 og a_7 i forbindelse med det nivå som skulde svare til a_7 .⁶⁷ Gradienten for a_7 er dessuten større enn for min N_6 -linje. Det viktigste er imidlertid at a_7 -linjen ikke overskrider b-linjen i de ytre kyststrøk. Ut fra mine erfaringer m. h. t. linjene N_6 — N_9 i Finnmark, tror jeg derfor at a_7 -linjen ikke er helt riktig utledet; bl. a. har den fått for stor gradient. Det forhindrer ikke at den, innen en viss sone i den midtre del av spektret, er tilnærmet ekvivalent med N_6 -linjen. Dens venstre mer perifere del ligger sikkert for lavt. Her må stranddannelser tilhørende lavere nivåer danne fortsettelsen av linjen. Et par tall kan være av interesse her: $a_7 = 64\%$ av b-linjen, $N_6 = 66\%$ av N_9 -linjen.⁶⁸ Verdien er tatt ut av Tanners spektrum og mitt

⁶³ A. Bjørn 1930, s. 17 og G. Gjessing 1942, s. 351—57.

⁶⁴ A. Nummedal 1935—36, s. 122 (jfr. Gjessing l. c., s. 351—57).

⁶⁵ V. Tanner l. c., s. 468—479 o. a. steder. W. Ramsay 1924, s. 15.

⁶⁶ Til samme tid henfører Tanner Bømlosenkningen, Rekstads yngre transgresjon ved Halden, Grønlies yngre transgresjon i Troms og Vesterålen (Grønlies T_I -linje) og Ramsay's II P, o. a.

⁶⁷ Tanner l. c., s. 328.

⁶⁸ Begge verdier utregnet for 27 m-isobasen for henholdsvis b-linjen og N_6 -linjen. For denne verdi er N_7 -linjen og b-linjen identiske.

diagram (pl. I). For Kråkstad—Ski-isobasen er trivialnivået = ca. 66 % av tapesnivået. De to første tallene antyder også a_7 -linjens samhörighet med N_6 (tapes IV) i Finnmark. På grunnlag av ovenstående betraktninger er det i høy grad sannsynlig, at den yngste tapestransgresjon i Finnmark (N_6 -linjen) svarer til trivialnivået.

Når det gjelder den av Nummedal omtalte tapesterrasse i Karlbotn så er den meget eldre enn trivialnivået.⁶⁹ Rosendahl har ved nivellement bestemt dens høyde til 26,1 m. I Karlbotn har jeg ikke målt tapeslinjen, men på nærliggende steder på S-siden av fjorden har jeg bestemt dens høyde til ca. 28,0 m.⁷⁰ Høydeforskjellen mellom Karlbotn-terrassen og den egentlige tapeslinjen (N_9 -linjen eller også b-linjen) tror jeg må skyldes at Karlbotn-terrassen er omlagret og utvasket ved et litt lavere havnivå svarende til N_8 -linjen.⁷¹ Av diagrammet (pl. I) framgår at Karlbotn-terrassen ligger litt over N_8 -linjen, men hører formodentlig sammen med denne. Vi har på et par steder her markerte stranddannelser i nær 25 m høyde som faller på N_8 -linjen og som kan være samtidig med Karlbotn-terrassen.⁷² Etter dette er det ikke utelukket at Karlbotn-terrassen er samtidig med N_8 -linjen, og derfor kanskje samtidig med Sauramos L III (1939).⁷³

Grønlies oppfatning av b-linjen som dannet i den varme sub-boreale tiden⁷⁴ står ikke i strid med de her framsatte synspunkter, når man er klar over b-linjens komplekse natur og i denne forbindelse betrakter den yngste transgresjon i »b-linjekomplekset«, nemlig N_6 -linjen.

Som nevnt er pimpsteinsforekomstene knyttet til tapeskomplekset N_6 — N_9 og til en yngre linje N_4 , som er påvist å være en transgresjonslinje. Etter min mening kan den store mengde pimpstein, som ofte er akkumulert i bestemte nivåer, best forklares som transgresjonsdannelser, og dette passer for så vidt godt på linjene N_9 — N_6 og N_4 som alle oppfattes som transgresjonslinjer. I Finnmark fins pimpstein

⁶⁹ Nummedal l. c., s. 70 og 71.

⁷⁰ Trivia-nivået, dvs. N_6 -linjen, er her vel 18 m o. h.

⁷¹ Den øverste tapeslinje her er kanskje blitt ødelagt ved havets abrasjon ved N_6 -linjen.

⁷² Etter de lokale forhold å dømme, tror jeg at sjøens oppgang har vært minst liksom stor i Karlbotn som på lok. 22 og 23 (se kartet).

⁷³ Her kan det være av interesse å henvise til: 1. Nummedal 1935—36 m. h. t. den finske stenalders kronologi og 2. Sauramos-diagram av 1939.

⁷⁴ O. T. Grønlie 1940, s. 50.

helt opp til tapeskomplekset (N_6 — N_9), men aldri over.⁷⁵ N_9 -linjen eller »eldre del« av b-linjen er den eldste pimpsteinslinje, for i forbindelse med c-linjen er det visstnok ikke funnet pimpstein.⁷⁶ M. h. t. pimpsteinslinjenes dannelse, tenker jeg meg en mer eller mindre kontinuerlig vulkansk virksomhet med en tilsvarende pimpsteinsdrift gjennom hele tidsrommet fra N_9 -linjen til N_4 -linjen. Pimpsteinsdriften har muligens begynt en god tid før transgresjonen nådde sitt maksimum ved N_9 -linjen. De respektive pimpsteinslinjer skyldes da bestemte transgresjoner og ikke en bestemt periodisitet i den vulkanske virksomhet.⁷⁷ Det synes vanskelig å forklare en så betydelig konsentrasjon av pimpstein i bestemte nivåer, uten å anta at akkumulasjonen av pimpstein ved stranden stort sett har pågått gjennom både regresjons-⁷⁸ og transgresjonsfasene mellom to påhinannen følgende linjer. Forskjellen i pimpsteinens utseende i de forskjellige nivåer er ikke noe bevis for at den stammer fra bestemte adskilte erupsjonsperioder.⁷⁹ Selv om pimpsteinens fysiske og kjemiske egenskaper hadde vært en tanke forskjellig innen de tre nivåer, behøvede heller ikke det å tyde på periodisk vulkanvirksomhet. En mer eller mindre gradvis forandring av de kjemiske og fysiske egenskaper kan også tenkes innenfor en og samme lengere erupsjonsperiode. Jeg anser det for å være over-

⁷⁵ Kraftige akkumulasjoner av pimpstein har man langs maksimumsgrensene for tapestransgresjonene (f. eks. i Altafjord, helt til fjordbotnen i 28 m høyde, tapeslinjen er her 28 m). Bare et sted har jeg funnet 2—3 stykker pimpstein i noe større høyde over havet.

⁷⁶ I. Undås: 1934, fig. 7, s. 39 og 1938, pl. I. Etter Undås skulde øverste pimpsteinslinje også ligge lavere enn b-linjen lenger inne i fjordene, men dette stemmer iallfall ikke med mine resultater fra Finnmark (se fotnote 75 ovenfor).

⁷⁷ Undås har bestemt tre pimpsteinslinjer på Vestlandet og nordpå. Han setter hver av dem i forbindelse med bestemte submarine vulkanutbrudd eller serier av utbrudd i Nord-Atlanteren (Island?, Jan Mayen?). I. Undås: 1934, 1938 og 1942.

⁷⁸ Istedenfor å snakke om regresjonsfaser, vilde det vel i flere tilfelle være riktigst å bruke betegnelsen stillstandsfaser (eustatisk hastighet = isostatisk hastighet), i motsetning til de egentlige transgresjonsfaser (med eustatisk hastighet > isostatisk hastighet).

⁷⁹ Undås' iakttak over pimpsteinens utseende i de tre nivåene stemmer med mine fra Finnmark, bortsett fra at jeg har observert nokså mørk pimpstein også i de øvre nivåene, med svak antydning til brunt fargeskjær (Undås: 1938, s. 139). Det brune fargeskjær kan kanskje være et forvittrings- eller alderspreg?

veiende sannsynlig at det har vært en mer sammenhengende vulkansk virksomhet i det ovennevnte tidsrom.

Hvor er så pimpsteinen kommet fra? Det er et temmelig vanskelig spørsmål. Undås nevner bl. a. Island, Jan Mayen.⁷⁷ Det tror jeg neppe er riktig. Jeg skal i denne forbindelse tillate meg å citere et par uttalelser av professor Tom. F. W. Barth, som har vært så elskverdig å undersøke noen pimpsteinsprøver fra Finnmark:⁸⁰ »Mikroskopiske undersøkelser av pimpsteinene fra Finnmark viser at de neppe kan være fra Island« — og senere — »Disse tall (brytningskvotientene) tyder på at pimpsteinen har andesitisk-dacitisk sammensetning. Og hvis det er tilfelle skulde man gjette på at de er kommet fra Vest-Indien. Andesiter finnes hverken på Island, Svalbard eller i Skottland, men er jo typiske for Vest-Indien.«⁸¹ Disse uttalelser viser iallfall at det er mindre sannsynlig at pimpsteinen er fra Nord-Atlanterområdet enn f. eks. fra Vest-India. I tilfelle av at den stammer fra Vest-India, vilde den lett kunne bli ført opp til våre kyster med Golfstrømmen.

Som både Undås' og mine iakttak viser, forekommer det ikke marine pimpsteinsakkumulasjoner ovenfor b-linjen eller min N_9 -linje. Det ser derfor ut til at det ikke har vært pimpsteinsdrift ved kystene våre tidligere i postglasial- og senglasiatid. Eventuell pimpstein fra senglasiatid kunde jo tenkes å ha smuldret bort ved forvitring, men da skulde man iallfall kunde finne den på botnen av torvmyrer som ligger høyere enn tapeslinjen.⁸² Jeg har på mange steder spesielt søkt etter pimpstein i torvskjær i slike myrer, men uten resultat. Derimot har jeg praktisk talt alltid funnet rikelig med pimpstein på botnen av myrer som ligger i høyde med tapeslinjene (N_9 — N_6) og lavere.

Dette kunde ganske enkelt forklares ved å anta at det ikke har vært vulkansk utbrudd i de gjeldende områder, hverken i senglasiatid eller tidlig postglasial tid, men at utbruddene begynte i begynnelsen av

⁸⁰ Av 5 prøver fra Finnmark var de 3 tatt i forskjellige nivåer på samme lokalitet. 1 prøve var fra Lofoten. Brytningskvotientene for de 6 prøvene var: 1,522, 1,531, 1,534, 1,498, 1,516 og 1,522.

⁸¹ Se Tanner 1906, s. 83—85 og 1907, s. 38. J. Holmboe 1904, s. 58.

⁸² Man må da forutsette at myrdannelsen hadde begynt så tidlig at den eventuelle senglasiatid og tidlig postglasialt pimpstein ikke fikk tid til å smuldre bort. I atlantisk tid og utover var det iallfall en betydelig myrdannelse selv i disse subarktiske strøk.

atlantisk tid og fortsatte helt til subatlantisk tid.⁸³ Nå er det imidlertid et annet fenomen som har en viss interesse i denne forbindelse. Det viser seg nemlig at det drivtømmer som fins i våre kyststrøk og som bl. a. forekommer på botnen av torvmyrer, har en tilsvarende vertikal utbredelse som pimpsteinen.⁸⁴ I Vest-Finnmark, hvor jeg har undersøkt en rekke torvskjær (i myrer), fins det praktisk talt overalt rikelig med drivtømmer i alle myrer som ligger ved og nedenfor tapeslinjene, derimot har jeg forgjeves søkt etter drivtømmer i torvskjær i forskjellige høyder over tapeslinjene. Som et eksempel kan nevnes Lille Latøy i Vest-Finnmark, hvor det var rikelig med drivtømmer i torvskjærene helt opp til tapesvollen, men i de mange torvskjærene ovenfor var det ikke antydning til drivtømmer.⁸⁵ Slik er det overalt, både ute ved kysten og lenger inne i fjordene, hvor det er anledning til å gjøre iakttak. Hvis det hadde vært drivtømmerdrift i senglasial- og tidlig postglasial tid, måtte tømmeret kunne bli oppbevart i myrene over tapeslinjene, liksom vel som nedenfor samme.⁸⁶ Jeg er tilbøyelig til å tro at dette er et generelt forhold langs våre kyster at drivtømmeret så vel som pimpsteinen ikke når høyere enn til b-linjen eller N₀-linjen

⁸³ Den laveste pimpsteinslinje (og transgresjonslinje) N₁ antar jeg er fra subatlantisk tid. N₀ (tapes IV) er jo ovenfor antatt å være fra subboreal tid. I meget liten målestokk har kanskje utbruddene fortsatt enda lengere. Som bekjent er det vulkansk virksomhet den dag i dag i visse områder.

⁸⁴ Fra våre kyststrøk foreligger mange iakttagelser over drivtømmer både i nåtidens strand og i visse høyder over havet, se f. eks.: A. Helland (Norges land og folk, XX, s. 222), J. Holmbøe (1903, s. 144—147 og 1904, s. 32) og V. Tanner (1930, s. 170) o. a.

⁸⁵ Nå vilde de føratlantiske steinaldermennesker, som levde her oppe i disse, særlig dengang meget vegetasjonsfattige strøk, forbrukt en mengde drivtømmer (se A. Nummedal og Johs. Bøe: *Le Finmarkien*), men som funnplassenes fordeling viser, har disse mennesker ikke ferdes overalt i Finmark, og det er derfor lite sannsynlig at alt drivtømmer fra denne tid skulde være brukt opp. Selv om vegetasjonen i atlantisk tid var rikere enn før, vilde nok steinaldermenneskene (yngre steinalder) fortrinsvis holde seg til det lett tilgjengelige drivtømmer. Derfor er det påfallende at så store mengder er blitt igjen, oppbevart i torvmyrene i og nedenfor tapeslinjene, mens vi som sagt intet finner ovenfor. Individenes antall var vel ikke mindre i atlantisk tid enn tidligere.

⁸⁶ Vi må også her forutsette at myrdannelsen begynte tilstrekkelig tidlig (se fotnote 82, s. 256).

i Finnmark.⁸⁷ Hvis dette er riktig, betyr det igjen at pimpsteinsdriften og drivtømmerdriften ved våre kyster begynte samtidig og tidligst engang i begynnelsen av atlantisk tid.⁸⁸ En god del av drivtømmeret er av amerikansk opprinnelse. (H. Helland, Finnmarkens Amt. Bd. I, s. 222—226, J. Holmboe, 1903, s. 144—147, G. Holmsen, 1924, s. 257 og G. Horn, 1931, s. 355.)⁸⁹ Det er av interesse å merke seg dette i forbindelse med det som foran er nevnt om pimpsteinens eventuelle amerikanske proveniens. Drivtømmer og eventuelt også pimpstein av amerikansk opprinnelse har iallfall lett for å finne veien til våre kyster med Golfstrømmen.

Det ser således ut til å være en merkelig overensstemmelse mellom to primært helt ulike fenomener. Det eneste som synes å være felles er transporten med Golfstrømmen opp til våre kyster. Det er foreløbig best å vente med å søke noen forklaring på dette problem til man har fått et mer omfattende materiale å bygge på. Man har jo dessuten de gåtefulle Kvæfjordkullene som Holmsen antar er kommet fra Amerika med Golfstrømmen, liksom de amerikanske tresortene (G. Holmsen 1924, s. 252—259). Horn er m. h. t. Kvæfjordkullene riktignok av en noe annen oppfatning enn Holmsen (G. Horn, 1931, s. 341—360).⁹⁰

Det er vanskelig å forestille seg en felles primær årsak til drivtømmer- og pimpsteinsdriftenes samtidighet da de faktorer som er bestemmende for den ene ingen forbindelse synes å ha med den andre.

Jeg skal her bl. a. av plasshensyn avholde meg fra en mer inngående drøftelse av disse spørsmål, så meget mer som et forsøk i så

⁸⁷ Etter de iakttak jeg har gjort i Finnmark ser det slik ut, men for å få dette forhold sikkert brakt på det rene, vilde det være ønskelig å få gjort omfattende iakttak både i Finnmark og andre kyststrøk i vårt land. På grunn av utlånsinnskrenkninger ved Universitetsbiblioteket mangler jeg for øyeblikket nødvendig litteratur for å få avgjort om det muligens foreligger sikre iakttak over høyere funn av drivtømmer enn her forutsatt

⁸⁸ Det har mindre interesse her å drøfte når denne store postglasiale pimpsteins- og drivtømmerdrift opphørte. Drivtømmer med rot forekommer forresten den dag i dag ved kystene nordpå. En og annen pimpstein driver vel nå også omkring, stammende enten fra vulkansk virksomhet i nyere tid eller sekundært fra en tidligere større vulkanperiode.

⁸⁹ Mine egne treprøver fra Finnmark kan jeg ikke få nyttet ved denne anledning, da materialet f. t. ikke er tilgjengelig.

⁹⁰ Se for øvrig: E. Havnø, Naturen, Bergen 1932, s. 62 og 1933, s. 32.

henseende bare vil føre til mer eller mindre usannsynlige hypoteser, men noen alminnelige bemerkninger kan allikevel være på sin plass.

Forklaringen på foreliggende problem må muligens søkes i visse endringer i de geofysiske forhold (luftsirkulasjonen, nedbøren? havstrømmene?) på overgangen til atlantisk tid. Således kan en omfattende drivtømmerdrift, som jeg antar begynte i atlantisk tid, muligens stå i en eller annen forbindelse med det klimatiske omslag fra boreal- til atlantisk tid. F. eks. kan en økning av nedbøren forårsake mer eller mindre periodiske oversvømmelser av skogbevokste elvebredder, bl. a. i Amerika, men da møter vi den vanskelighet at et fuktig oceanisk klima i Nord-Europa ikke nødvendigvis må ledsages av et tilsvarende klima på den andre siden av Atlanterhavet. Derimot kunde den almene havstigning i postglasial tid, som skyldes isavsmeltingen særlig i nordpolare og sydpolare strøk på grunn av en universell temperaturstiging (se f. eks. F. Nansen, 1922), forårsake oversvømmelser av lavtliggende skogbevokste strøk, fortrinnsvis utenfor de pleistocene nedisingsområder, hvor den isostatiske heving var lik null.⁹¹ En slik transgresjon må også forutsettes å ha berørt visse amerikanske kyststrøk og dermed kanskje ha satt drivtømmerdriften i gang.⁹² Og kanskje ved et tilfelle har samtidig den formodede lange periode med kraftig vulkansk virksomhet begynt.

Eller, man kan muligens søke forklaringen i eventuelle endringer i Golfstrømmens og de sydvestlige vindere direkte kontakt med våre kyststrøk fra boreal til atlantisk tid. At den postglasiale havstigning skulde være årsak til slike endringer i Golfstrømmens retning, at denne kom mer i berøring med kysten i atlantisk tid enn tidligere, er vel nokså tvilsomt. De dybdeforandringer som oppsto på grunn av havstigningen var rimeligvis for små til å kunne ha noen nevneverdig innflytelse på Golfstrømmens retning.⁹³ Nå er Golfstrømmens styrke eller intensitet ved vår kyst i nåtiden underkastet betydelige, kortvarige endringer på grunn av forandringer i luftsirkulasjonen. I den forbindelse spiller

⁹¹ Se f. eks. W. Ramsay: Finska Fornminnesfören. Tidskr. Bd. XXXVI :1. Helsingfors 1927.

⁹² Her siktes da til det amerikanske drivtømmer i visse høyder over nåværende strand i våre kyststrøk.

⁹³ Se Ahlmann og Helland-Hansen: Sambandet mellan kontinentala nivåförändringar etc. Geol. för. förh. 40, 1918.

den Baltiske strøm en stor rolle. Denne er avhengig av nedbøren i Østersjølandene, som igjen avhenger av luftsirkulasjonen.⁹⁴

De endringer i Golfstrømmens retning som her forutsettes, kan vel neppe direkte skyldes spesielle tilhøve m. h. t. luftsirkulasjonen i atlantisk tid i motsetning til de foregående tidsrom. M. h. t. de sydvestlige vinder kan følgende bemerkes: På grunn av lufttrykksmaksimum over det fennoskandiske nedisingsområde, iallfall i visse perioder av det senglasiiale tidsrom og muligens også i tidlig postglasial tid, kan fralandsvind ha hindret den sydvestlige vind⁹⁵ og til en viss grad også Golfstrømmen i å nå inn til våre kyster og derved sperret adgangen til kysten for eventuell pimpsteins- og drivtømmerdrift. De store mengder kaldt smelte vann langs kysten i denne tid har vel neppe vært medvirkende i så henseende. Skulde denne forklaring kunne godtas, måtte de antydde meteorologiske tilhøve iallfall ha eksistert stort sett gjennom hele det føratlantiske tidsrom, men det er vel sannsynligvis ikke tilfelle, og da vi ikke vet noe sikkert om det, er det riktigst foreløbig å sette et spørsmålsteget her.

Vi har her ikke nådd fram til en fullgod forklaring på foreliggende problem, men det var heller ikke forutsetningen med disse bemerkninger.

Til slutt skal pekes på at det store klimaskifte, fra et koldere, tørrere kontinentalt klima i boreal tid til et varmere, fuktigere oceanisk klima i atlantisk tid (Øyen, 1906, s. 38 og 39), for Nord-Europas vedkommende er i god overensstemmelse med antakelsen av en vesentlig økning i Golfstrømmens og de sydvestlige vindes »virkefelt« ved våre kyster på overgangen til atlantisk tid. Det ser således ut til å være en viss kronologisk sammenheng mellom klimaskiftet, pimpsteinsdriften og drivtømmerdriften som synes å antyde at den felles årsak kanskje er Golfstrømmen og de sydvestlige vinder.⁹⁶ De sydvestlige vinder må i så fall antas å ha spilt hovedrollen. Det er muligens her man må søke løsningen på nærværende problem.

⁹⁴ I visse perioder i før-atlantisk tid har den Baltiske strøm formodentlig ikke spilt noen dominerende rolle ved Norges kyst på grunn av de spesielle geografiske forhold i Østersjøområdet (issjø-, innsjø- og marine stadier). I perioder med betydelig isavsmelting og stor nedbør har man nok hatt en sterk Baltisk strøm.

⁹⁵ Hvordan det forholdt seg med de sydvestlige vinder i Norskehavet i det før-atlantiske tidsrom er ikke godt å si, men de har vel stort sett vært mindre framtreddende da enn nå, og til sine tider kanskje helt redusert.

⁹⁶ Man kan kanskje heller snakke om den felles sekundære årsak.

De yngste linjene, N_5 — N_1 .

Som foran nevnt (s. 239) er både N_5 og N_4 pimpsteinslinjer. N_4 er en framtreddende pimpsteinslinje samtidig som det er påvist at den representerer en transgresjon. Utledningen av N_4 i Alta-diagrammet og likeså i Varanger-diagrammet er dermed sikker (pl. II). N_5 er utledet dels ved hjelp av de få pimpsteinsforekomstene og dels ved hjelp av gode og sikre terrasser og strandvoller. Den utledede N_5 -linje slutter seg, som diagrammene viser, naturlig til linjene N_6 og N_4 , som begge er sikkert bestemte.⁹⁷ De laveste linjene N_3 , N_2 og N_1 er utledet ved hjelp av nokså mange gode og distinkte stranddannelser, så jeg er tilbøyelig til å tro at linjenes beliggenhet i diagrammene iallfall er tilnærmet riktig. Den ubetydelige gradient som disse linjer har, kunde kanskje tyde på feilkombinasjoner, men da måtte også N_4 være galt utledet og det tror jeg er utelukket. Rent unntaksvis forekommer pimpstein også på disse lave linjer (se pl. II), men den må være av senkundær og lokal opprinnelse, for ellers måtte pimpsteinen også her være mer utbredt enn tilfelle er. N_4 -linjen synes derfor å svare til avslutningen av den primære pimpsteinsdrift av større omfatning. At det også senere og kanskje helt til nåtiden har vært en helt ubetydelig pimpsteinsdrift, kan jeg hverken benekte eller bekrefte, men jeg har iallfall hittil ikke kunnet påvise pimpsteinsakkumulasjoner fra dette tidsrom, bortsett fra to tilfelle (se pl. II). Pimpstein i drift i nyere tid, om enn uhyre spredt skulde for så vidt være nokså rimelig på grunn av den recente vulkanske virksomhet f. eks. i det vest-indiske arkipel.

Den påviste trangresjon på Ingøy faller som nevnt sammen med N_4 -linjen (se s. 239, fotnote 11). Spørsmålet om oscillasjonens størrelse her fra N_5 til maksimum ved N_4 -linjen er ikke lett å besvare. Går man imidlertid ut fra at relativt tykke torvlag vanskelig kan dannes helt nede i stranden selv på noenlunde godt beskyttede steder, må man her regne med en minsteverdi for oscillasjon på 1,5—2,0 m. Tidsrommet mellom N_5 - og N_4 -linjens dannelse kan ikke ha vært så helt kort, for torvlaget under pimpsteinen er 40—50 cm tykt og må følgelig her krevd noen tid til sin dannelse. Det kan jo også tenkes at torvlaget har vært enda tykkere, men at en del er erodert bort

⁹⁷ Muligens kan der utledes en linje mellom N_4 og N_6 og antallet av yngre linjer i mine diagrammer svarer da til antallet i Tanners diagram. O. T. Grønlie kommer imidlertid til et meget større antall linjer, a-linjer (Grønlie 1940, pl. II).

under havets maksimumsstilling ved N_4 -linjen. Sammenlikner man N_4 -linjen med de lavere linjer i Tanners diagram (Tavl. III, 1930) ser det ut til at N_4 -linjen i en viss utstrekning er noenlunde sammenfallende med Tanners a_4 -linje⁹⁸ som Tanner parallelliserer med Grønlies T II-linje (Tanner 1930, s. 328 og 479). Da det foreligger så få sikre holdepunkter, er det ikke mulig å si noe sikkert om N_4 -transgresjonens alder.⁹⁹ Det eneste man kan si er at den er atskillig yngre enn yngste tapestransgresjon (tapes IV) og dermed yngre enn noen tidligere sikkert påvist transgresjon.¹⁰⁰ Ifølge det foregående er tapes IV antatt å være fra subboreal tid. Grønlie omtaler en linje i Troms som han mener svarer til linjene a_3 — a_4 i Tanners diagram. Denne linje antar han er fra sub-atlantisk tid (Grønlie 1940, s. 51). Er Grønlies oppfatning riktig, skulde N_4 -linjen i Finnmark sannsynligvis være av samme alder. Etter Tanner er a_4 -linjen fra subboreal tid (Tanner 1930, s. 435), men det anser jeg for å være mer tvilsomt, da som nevnt yngste tapestransgresjon (tapes IV) er antatt å være fra subboreal tid og den er jo betraktelig eldre enn N_4 -linjen og den omtrent samtidige a_4 -linje hos Tanner.

Det er med N_4 -linjen og Tanners a_4 -linje som det var med N_6 -linjen og a_7 -linjen (s. 253), at gradienten for N_6 er en del mindre enn for a_4 -linjen. Man kan i et slikt tilfelle ikke snakke om identiske linjer, men riktigst om noenlunde samsvarende linjer, dvs. at de innen et visst område faller noenlunde sammen. At Tanners a-linjer stort sett har større grader enn mine N-linjer, antar jeg for en del skyldes feilkombinasjoner, slik at a-linjene i en viss utstrekning representerer metakrone stranddannelser. Tanner uttaler seg med en viss reservasjon m. h. t. korrelasjonen av stranddannelsene tilhørende a-linjene (Tanner 1930, s. 257 og 258). N_4 -linjen i mine diagrammer synes å være temmelig sikkert fastlagt, og dens gradient blir også bestemmende for gradientene hos de andre yngre N-linjer.

⁹⁸ Ved 27 m-isobasen for N_6 -linjen og b-linjen er N_4 -linjen ca. 40 % av N_6 -linjen. Tanners a_4 -linje er innenfor 27 m-isobasen ca. 33 % av c-linjen og man må da regne med et tillegg på noen prosent i forhold til selve b-linjen. Disse tallene beviser ikke noe, men tjener som en pekepinn.

⁹⁹ Dessverre ble det ikke tatt torvprøver for en pollenanalytisk datering av transgresjonen.

¹⁰⁰ Muligheten for en slik yngre transgresjon er antydnet av flere forskere (Tanner 1930, s. 341, Madsen 1942, s. 93 og 96—97, Fægri 1939—40, 137—138 o. a.).

Til slutt skal bemerkes at ovenstående påvisning av tapeslinjens utpregede metakrone natur i en viss utstrekning må få konsekvenser for det faste proporsjonalitetsforhold som er forutsetningen for Tan-ners og Grønliens relasjonsdiagrammer.¹⁰¹ Forutsetningen for det faste proporsjonalitetsforhold skulde være at nivåene i naturen (og linjene i diagrammene) er synkrone. Men, når selve referenslinjen for linjene i relasjonsdiagrammene, tapeslinjen, viser seg å være sammensatt av metakrone deler, svikter forutsetningen med hensyn til det faste proporsjonalitetsforhold. Det blir riktignok i vesentlig grad i den perifere del av kystsonen (utenfor ca. 15 m-isobasen for tapeslinjen) at tapeslinjens metakrone karakter skulde forårsake avvikelser i proporsjonalitetsforholdet. Men dette område er også av stor viktighet når det gjelder utredningen av nivåforandringene og isresesjonen etter siste istid, for her har man de eldste og høyeste marine nivåer og marine grenser fra avsmeltingstiden. For den synkrone del av tapeslinjen, innenfor 15—17 m-isobasen, skulde forutsetningen med proporsjonaliteten igjen tillate anvendelsen av relasjonsdiagrammetoden.¹⁰²

Jeg har her bare antydningssvis berørt et meget viktig spørsmål som vil bli nærmere behandlet ved en senere anledning.

Etter at dette var skrevet ferdig fikk jeg tilsendt: H. Munthes store arbeid: Om Norden, främst Baltikums senkvartära utveckling etc. Kungl. Sv. Vetensk. Akad. Handl. Bd. 19, 1940. På grunn av tiden og plassen har jeg derfor ikke fått tatt hensyn til dette arbeid i det foranstående.

Jeg vil uttale min beste takk til frk. Lily Monsen, som har utført en del av tegnearbeidet.

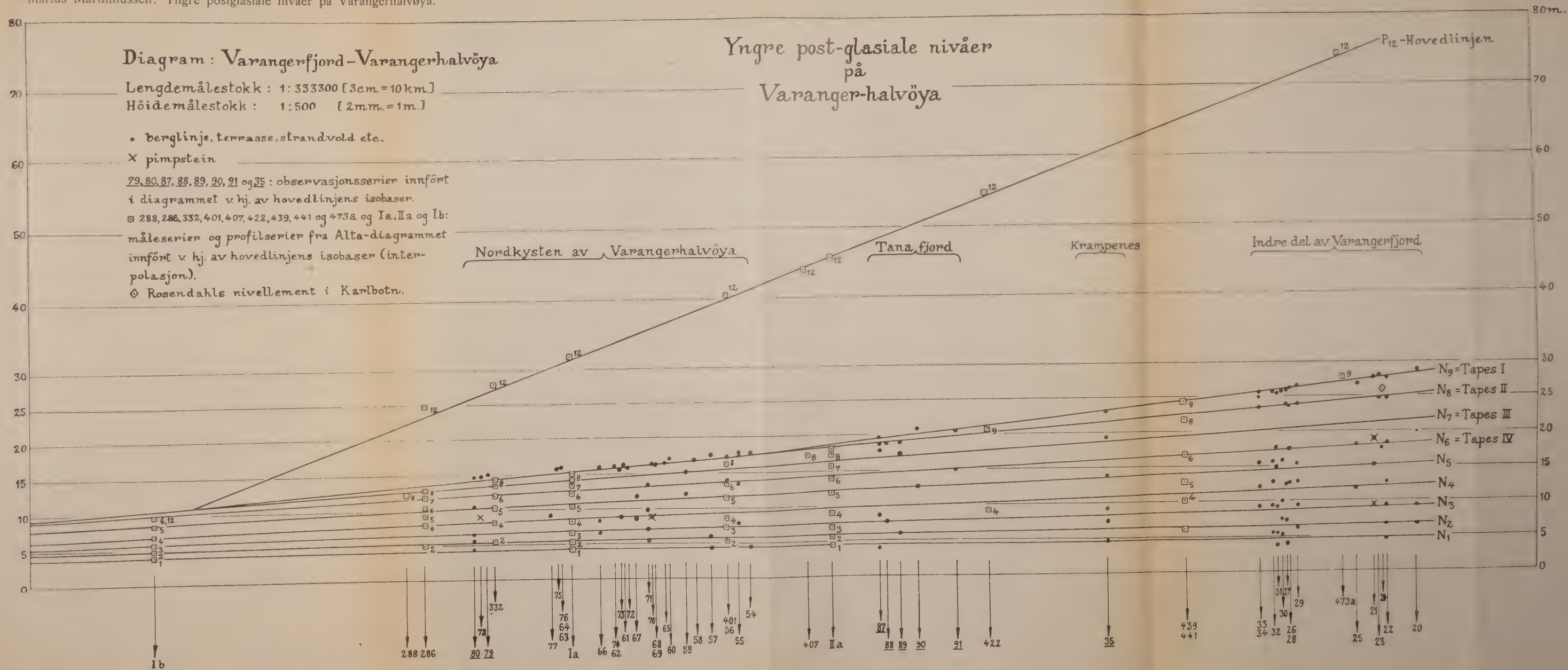
Kongsvinger, januar 1945.

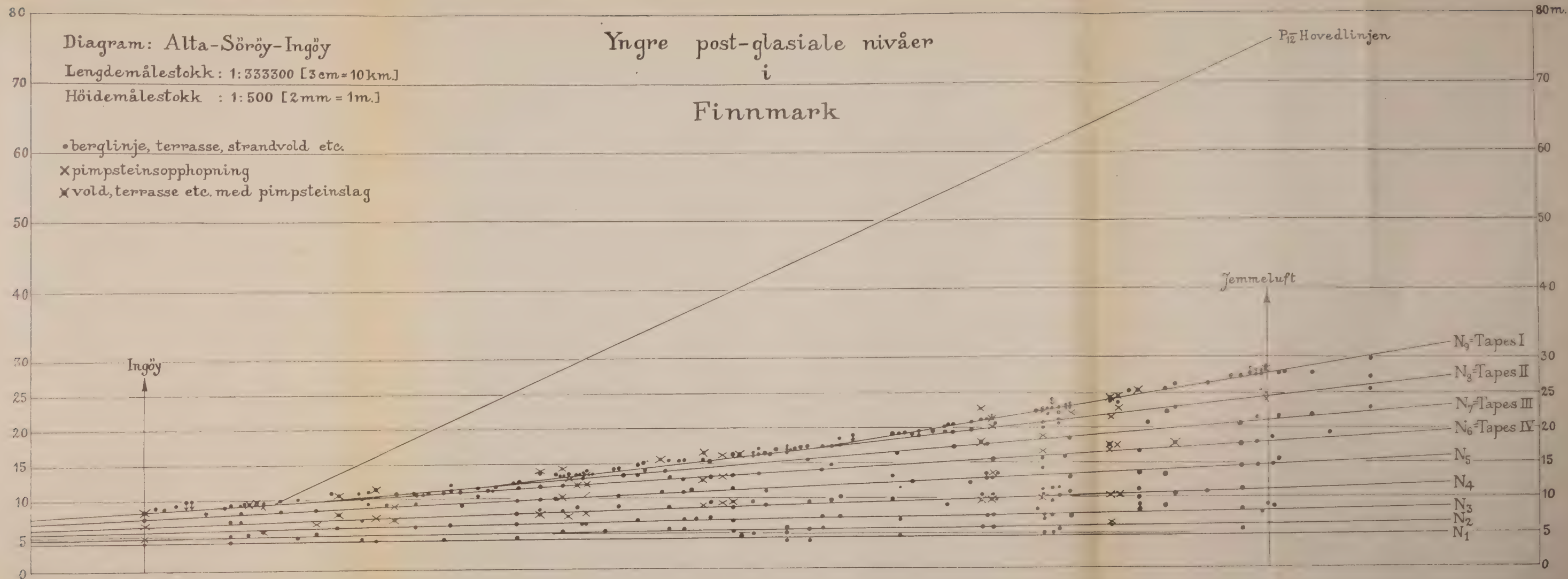
¹⁰¹ Mange andre forskere har også benyttet seg av relasjonsdiagrammer.

¹⁰² Relasjonsdiagrammetoden er et overordentlig hendig hjelpemiddel i kvar-tærgeologien, men er etter min mening ikke helt å stole på når det gjelder høyere nivåer. Derimot tror jeg at den kan utvikles til den grad av fullkommenhet at den kan bli et eksakt hjelpemiddel (bl. a. gjennom utarbeidelse av en rekke nøyaktige ekvidistante diagrammer for de dertil best egnede strøk i vårt land).

LITTERATUR

- Ahlmann, H. W. och B. Helland-Hansen: Sambandet mellan kontinentala nivåförändringar, Norskhavets oceanografi och de pleistocena inlandsisarna omkr. detta haf. Geol. fören. Stockholm, förhandl., 40, 1918.
- Asklund, B.: Gästrikländska fornstrandlinjer och nivåförändringsproblem. Sveriges geol. unders. årsbok 29. Stockholm 1935.
- Bjørn, A.: Nye boplassfunn fra yngre stenalder i Finnmark. Inst. f. sammenl. kulturf. Oslo 1930.
- Fægri, K.: Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen. II. Zur spätquartären Geschichte Jærens. Bergen mus. årb. 1939—40.
- Studies on the Pleistocene of Western Norway. III. Bømlo. Bergens mus. årb. 1943.
- Gjessing, G.: Yngre steinalder i Nord-Norge. Inst. f. sammenl. kulturf. Oslo. 1942.
- Grønlie, O. T.: On the Traces of the Ice Ages in Nordland, Troms, and South-Western Part of Finnmark in Northern Norway. Norsk geol. tidsskr. 20. 1940.
- Halden, B.: Kvartärgeologiska diatomacéstudier belysande den postglaciala transgressionen å svenska vestkusten. Geol. fören. Stockholm förhandl. 51, 1929.
- Havnø, E.: Kvæfjordkul. Naturen 56, 1932.
- Nyt fund av Kvæfjordkul. Ibid. 57, 1933.
- Helland, A.: Finmarkens Amt. Bd. I. Norges land og folk XX. 1905.
- Holmboe, J.: Om faunaen i nogle skjælbanker og lerlag ved Norges nordlige kyst. Norges geol. unders. 37, 1904.
- Planterester i norske torvmyrer. Vidensk. Selsk. Skr. Kristiania. I. Mat.-nat. kl. 1903, no. 2.
- Holmsen, G.: Kulfundene i Finmarken. Naturen, Bergen 48, 1924.
- Horn, G.: Über Kohlen-Gerölle in Norwegen. Norsk geol. tidsskr. 12, 1931.
- Iversen, I.: Undersøgelser over Litorinatransgressioner i Danmark. Medd. Dansk geol. Foren. 9, H. 2, 1937.
- Landnam i Danmarks Stenalder. Danmarks geol. Unders. Række II. Nr. 66, 1941.
- Madsen, V.: Strandvoldene ved Hornbæk og alderen av dem. Medd. Dansk geol. Foren. 10, H. 2, 1942.
- Mertz, Ellen: Oversigt over De sen- og postglaciale Niveauforandringer i Danmark. Danmarks geol. Unders. II. Række. Nr. 41, 1924.
- Nansen, F.: The Strandflat and Isotasy. Vidensk.selsk skr. Kristiania. I. Mat.-nat. Kl. 1921. No. 11.
- Nummedal, A.: Yngre stenaldersfunn fra Nyelven og Karlebotn i Østfinnmark. Univers. Oldsaksaml. Årb. 1935—36.
- Ramsay, W.: On Relation between Crustal Movements and Variations of Sea-Level during the Late-Quaternary Time especially in Fennoscandia. Bull. Comm. géol. Finl. 66, 1924.
- Eustatiska nivåförändringar och neolithicum. Finska fornminnesfören. tidskr. 36 : 1. Helsingfors 1927.





- Rosendahl, H.: Bidrag til Varangernesets geologi, Norsk geol. tidsskr. 12, 1931.
- Rydbeck, O.: Stenåldershavets nivåförändringar och Nordens äldsta bebyggelse. Kungl. human. vetensk.-samf. årsberättelse, Lund 1927—28.
- Sauramo, M.: Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. Bull. Comm. géol. Finlande. 104, 1934.
- The Mode of the Land Upheaval in Fennoscandia during Late-Quaternary Time. Bull. Comm. géol. Finlande 125, 1939.
- Tanner, V.: Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. 1. Till frågan om Ost-Finmarkens glaciation och nivåförändringar. Fennia 23, 1905—07.
- Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. II. Nya bidrag till frågan om Finmarkens glaciation och nivåförändringar. Fennia 26, 1907—08.
- Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. IV. Om nivåförändringarna och grunddragen av den geografiska utvecklingen efter istiden i Ishavsfinland etc. Fennia 53, 1930.
- Troels Smith, J.: Medd. Dansk geol. Foren. 9, H. 2, 1937. — Danmarks geol. Unders. Række IV. Bd. 2, Nr. 16, 1937. — Vidensk.-Selsk. arkeol.-kunst-hist. Skr. Bd. 1, Nr. 1, 1942.
- Undås, I.: Fra Istiden i Trøndelag I. Det Kgl. Norske Vidensk.-Selsk. skr. 1934, nr. 7.
- Kvartærstudier i Vestfinmark og Vesterålen. Norsk geol. tidsskr. 18, 1938.
- Øyen, P. A.: Det sydlige Norges »boreale« strandlinje. Christiania vidensk.-selsk. forh. 1906. No. 1.
-

Ms. mott. 6. jan. 1945.

VANNHOLDIGE MAGNESIASILIKATER DANNET VED METASOMATOSE AV DOLOMITISKE KALKSTENER

AV

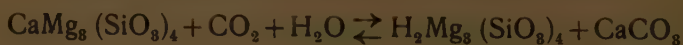
ODD MORTENSEN

Med 6 figurer i teksten. Engl. Summary.

I de fleste deskriptive arbeider over begrensede områder innen den kaledonske fjellkjede vil man finne at det på de ledsagende karter er avsatt en eller flere såkalte »serpentinkupper«. I teksten vil man som regel finne en kort beskrivelse av deres petrografi og petrogenese som stort sett går ut på følgende. Kuppene har opprinnelig bestått overveiende av olivin, som senere i større eller mindre grad er omvandlet til serpentin og denne videre til talk, om enn i mindre utstrekning. Samtidig er det dannet en del magnesit eller breunerit. De inneholder praktisk talt alltid litt kromit og magnetit.

Utviklingen olivin $\rightarrow$ serpentin $\rightarrow$ talk kan man si stort sett er alminnelig antatt og likeså alminnelig kjent. Så vidt vites er det derimot i norsk geologisk litteratur ikke beskrevet serpentin-talkforekomster som er oppstått ved en hydrotermal silisiummetasomatoose av magnesia-kalkkarbonatbergarter. En kort beretning om et slikt tilfelle menes derfor å ha en viss interesse.

I utenlandsk litteratur er liknende dannelser behandlet ved flere anledninger. A. Sahlen (1893) forklarer således visse talkforekomster i Gouverneur district, New York, som dannet ved en omvandling av tremolit eller andre magnesiasilikatmineraler som forekommer sammen med krystallinsk kalkstein eller dolomit. C. H. Smyth jun. (1894) mener at de samme forekomster er oppstått ved at først ble tremolit dannet ved rekrystallisasjon av uren kalkstein og at talk derpå ble dannet av tremolit under innflytelse av sirkulerende vann som inneholdt kulldioksyd. Senere kommer en rekke andre amerikanske forfattere til det samme resultat. Overgangen fra tremolit til talk mener de stort sett er foregått slik (bemerk de gamle formler):



Undertiden framholder de at kalken er bortført av oppløsninger.

M. E. Wilson (1926), som gir en oversikt over samtlige talkforekomster av økonomisk betydning i Kanada, hevder at en stor del av talkforekomstene der finnes i umiddelbar forbindelse med magnesia-sedimenter, særlig dolomit. Det som især karakteriserer talken fra disse forekomster er at den er meget hvitere enn talk i forbindelse med serpentinkupper. Han mener at denne type forekomster er dannet ved innvirkning på dolomit av emanasjoner fra nærliggende sure intrusiver. Et typisk eksempel på en slik forekomst finnes i Madoc district i Hastings county. Det geologiske kart han gjengir viser et bergartsamfunn som praktisk talt er identisk med det som skal beskrives i dette oppsett.

Magnesiasilikatførende kalkmarmor.

Den lokalitet som skal beskrives her ligger i Høle herred, øst for Stavanger. Fra østenden av Tengesdalsvatn (se rektangelkart Jæren) fører en ca. 4 km lang vei opp i heiene. Her ligger et gammelt, forlengst nedlagt steinbrudd og et senere flere ganger drevet talkbrudd, som også er nedlagt nå.

De geologiske forhold vil framgå av kartskissen (fig. 1). Der er et sentralt, nærmest ellipseformet område, anslagsvis 0,5 km langt og 0,3 km bredt, som for en stor del er dekket av løse avleiringer. Dette sentralområde omgis av en randzone av bart fjell som riktignok ikke kan ses sammenhengende »ellipsen« rundt. Området gjennomsettes av en nordøst—sydvestgående dalsenkning med myr.

Randbergarten er en grovkrystallinsk kvartsbergart av eruptiv opprinnelse, som i det etterfølgende blir betegnet som sileksit, hvilket det skal kommes tilbake til senere. Sileksiten har små spetter og slirer av klorit, og enkelte steder kan man finne nevestore eller større partier av kloritmasser som alltid har flytende grenser. Særlig i vest er sileksiten lokalt sterkt oppblandet med en grovkornet granit, gjerne i noen kvadratmeter store uregelmessige partier. Sannsynligvis står denne kvartsbergart med inneslutninger av granit i genetisk forbindelse med større masser av grovkornet granit som finnes lenger vest. For øvrig ligge feltet i hva Reusch (1913) kaller grunnfjellets gneis og granit. Dessverre har det ikke vært anledning til å studere forholdene til de omgivende bergarter. Dette vilde formodentlig ha lettet forståelsen av de prosesser som har foregått her.

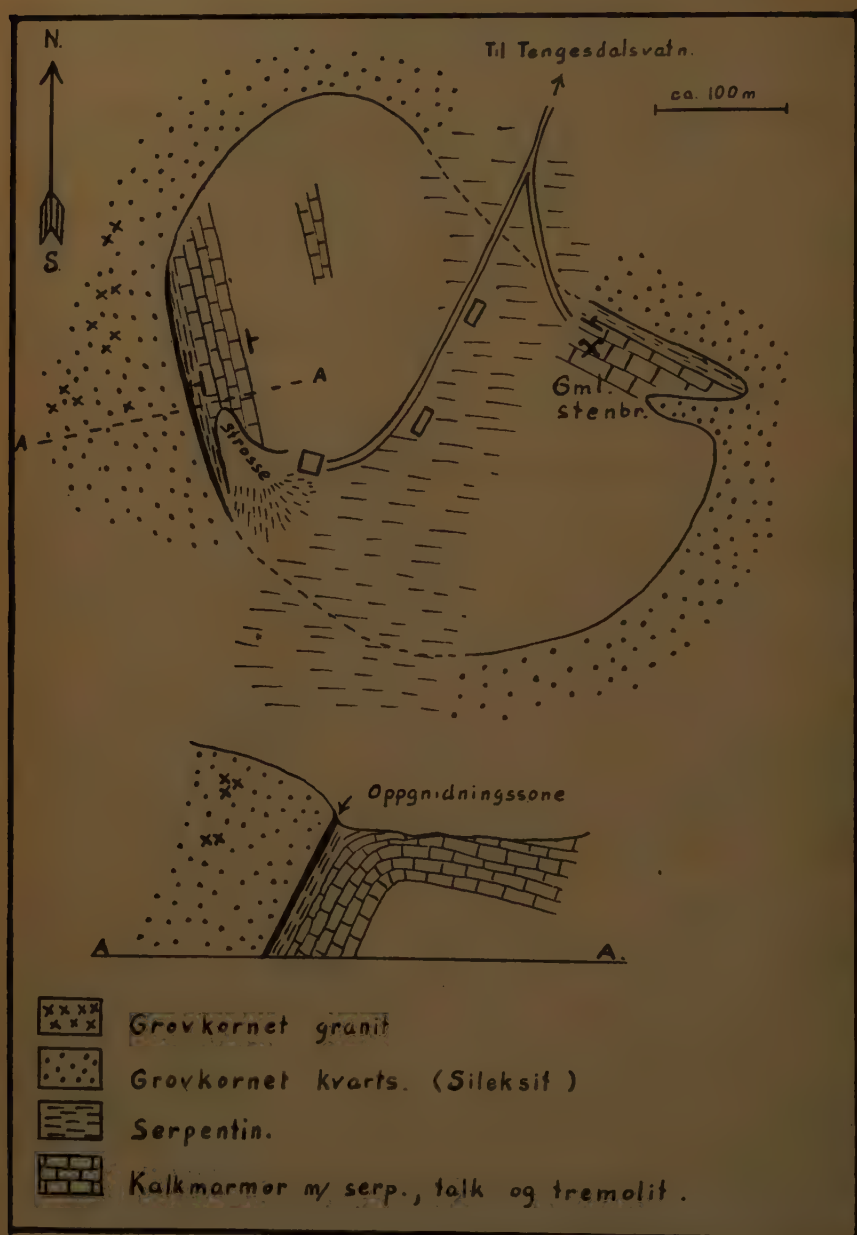


Fig. 1.

Selve det sentrale områdes bergarter er bare blottet på noen få steder. I øst finner man nær grensen mot sileksiten benker av en grålig hvit marmorbergart, tett spekket med innsprengninger av et lyst gulgrønt mineral. Reusch (op. cit.), som såvidt nevner stedet, mener steinen er en kornet blanding av serpentin og dolomit. Det viser seg imidlertid at den er en blanding av serpentin og kalkspat, med et ganske lite innhold av magnesiakarbonat, og bør vel nærmest kalles en serpentinførende kalkmarmor, i utenlandsk litteratur gjerne kalt ophi-calcit. Bergarten har en tydelig benkning med flatt fall mot nordøst, altså inn under sileksiten.

På vestsiden danner sileksiten til dels en høy og bratt vegg inn mot sentralområdet. Som profilet (fig. 1) viser, faller kvartsbergartens grense steilt mot vestsydvest. Nærmest inn til sileksiten kommer en oppgnidningssone av en mørk grønn bergart som overveiende består av serpentin og talk. I den umiddelbare kontakt med sileksiten danner denne bergart, når den er fuktig, nærmest en leirliknende masse. Lenger fra kontakten blir den mer massiv.

Går man lenger østover, kommer man uten skarpe grenser over i vekslende lag av middels til grovkornig kalkmarmor som overalt fører en del vannholdige magnesiasilikater. Fargen på disse bergarter varierer fra grålig hvit til grønnliggrå. Innimellom finnes 5—15 cm tykke lag av glimmerskifer. Fallet er til å begynne med steilt vestsydvestlig, blir senere mer flatt og lagene en del foldet, for så å legge seg slakt over mot nordøst og østnordøst. Forholdene er ikke fullt så klare som det er framstilt på det idealiserte profil, men det spiller mindre rolle i denne forbindelse. (Da her har vært drevet en del under dagen, er de tektoniske forhold kjent et stykke nedover.)

Foruten at denne marmor fører vekslende mengder serpentin, talk og tremolit som integrerende del av bergarten, inneslutter den små lagformige eller linseformige partier som dels overveiende består av serpentin, dels av talk. Det er vesentlig slike partier av talk det har vært drevet på her, men de har alltid vist seg å være små og lite utholdende.

En rekke mikroskopiske preparater av prøver fra dette område har vært undersøkt og resultatet av mineralanalysene er stilt sammen i tabellarisk form.

Mineralsammensetningen hos diverse prøver fra feltet.

Nr.	Karbonater	Serpentin	Talk	Tremolit	Pennin	Epidot	Div.	Anm.
1	—	—	—		—			{ Karbonater m. kelyfitrand. { Serpentin m. nettstruktur.
2	—	—	—					— — —
3	—	—	—					{ Endel frisk serpentin.
4	—	—	—	—			Svovelkis	{ Karbonatene sterkt omvandlet. Analyse. Tremolit sterkt omvandlet.
5	—	—	—	—				
6	—	—	—	—				
7	—	—	—	—				
8	—	—	—	—	—	—	Svovelkis,	sinkblende, blyglans.
9	—	—	—	—			Titanit	
10	—	—	—	—				
11	—	—	—	—				
12	—	—	—	—	—			
13	—	—	—	—				
14	—	—	—	—		—		
15	—	—	—	—				
16	—	—	—	—	—			
17	—	—	—	—				Opprinnelig kornstruktur diffus.
18	—	—	—	—				
19	—	—	—	—				Helt hvit.

Strekenes lengde viser noenlunde mengden av de forskjellige mineraler i de enkelte prøver.

Som man ser fører bergartene i de fleste tilfelle karbonater, om enn i svært vekslende mengde. Karbonatkornene er for det meste ujevnt begrenset, de har forrevne, flytende grenser mot de omgivende mineraler. Mikroskopisk har det ikke vært mulig å bestemme hvorvidt disse karbonater inneholder magnesia. En isolering av karbonatkornene for lysbrytningsbestemmelser lot seg ikke gjennomføre, da de alltid ble omgitt av andre mineraler. Av en rekke analyser framgår det imidlertid at det man har for seg er en kalkspat med en del magnesiakarbonat. Mengden av magnesiakarbonat veksler sikkert med omvandlingsgraden av bergarten, men den har aldri så meget at den på langt nær kan kalles noen dolomit. Undertiden kan også kalkspaten forekomme som store velbegrensede korn, men er også da omgitt av en randsone av magnesiasilikater.

Prøve nr. 1 består anslagsvis av ca. 50 % kalkspat, ca. 40 % serpentinit og resten talk. Serpentinene ligger for det meste her som vel avrundede korn inne i kalkspaten. De sannsynligvis opprinnelig homogene serpentinitindivider er nå gjennomslutt av et nettverk av årer med finfibrig serpentinit, den har såkalt nettstruktur. Som vanlig er fibre orientert på tvers av årenes retning. De gjenværende mellomrom mellom årene består dels av »tett« serpentinit, dels av kalkspatresten. Kalkspatkornene er omgitt av en lysere randzone, en slags korona eller kelyfitsone, som ved stor forstørrelse viser seg å bestå av relativt korte stengler eller smale avlange blader av talk som stråler ut fra karbonatkornene (fig. 2). På bildet som er tatt med + Nicols kan det se ut som sonen har forbindelse med serpentinen, men uten analysator sees den tydelig å tilhøre karbonatkornene, idet den bare arter seg som en lysere rand uten noe merkbart skille.

I prøve nr. 2 synes omvandlingsprosessen å være lenger framskredet. Her består mellomrommene mellom årene i serpentinkornene av en finskjellet talkmasse. Enkelte individer består dog fremdeles av »tett« serpentinit, noen endog uten årer. I håndstykke arter slike serpentinkorn seg som helt blåsvarte og gjennomskinnelige, mens de mer omvandlede danner gul- eller grågrønne flekker mellom karbonatkornene. I prøve nr. 3, som også er av denne type, er serpentinkornene nesten friske, mens derimot karbonatkornene liksom befinner seg i en oppløsningstilstand, idet der i stor utstrekning er skjedd en nydannelse av småbladet talk. Den kan i utseende sammenliknes med en saussuritisert plagioklas (fig. 3).

Andre typer har ikke spor av de rundaktige serpentinkorn i det hele tatt, mens man til gjengjeld finner en stenglig, strålig sammenfiltret masse av serpentinnåler. Sammen med serpentinen finnes talkblader og spredt utover finnes stengler av tremolit. Dette siste mineral er nesten fargeløst, har ingen merkbare pleokroisme, skjev utslukning idet $c:\gamma$ er ca. 18° . Det har tydelig hornblendespaltbarhet og $n_\beta < 1.62$. Mineralen er tydelig nok en meget ren tremolit. En kjemisk analyse av en slik prøve (nr. 4) gjengir senere.

I denne type prøver — de tremolittførende —, som i det ytre bare vanskelig, ja ofte i det hele tatt ikke lar seg skille fra de først beskrevne, synes det stort sett som innholdet av tremolit øker med avtagende mengde av karbonater og serpentinit. Derimot er det vanskelig å se at variasjonen av talkmengden står i noen lovmessig



Fig. 2. Serpentinførende kalkmarmor (ophicalcit).
25 × forst. + Nicols.

sammenheng med forandringer i mengdeforholdet mellom de andre mineraler.

I et enkelt tilfelle (nr. 7) inneholder prøven temmelig meget karbonater, ikke serpentin, en god del talk og litt tremolit. Der er også eksempler på at bergarten består av overveiende tremolit med litt serpentin (nr. 12) eller utelukkende av tremolit (nr. 13). Sistnevnte prøve har i håndstykke nærmest et grågrønt serpentinaktig utseende. I denne type har karbonatkornene en særlig ujevn, forreven begrensning. Somme tider kan kornene framvise kelyfitrand. I flere tilfelle får man et bestemt inntrykk av at karbonatene delvis er omvandlet til tremolit, idet der er en intim sammenheng mellom disse to mineraler.

En del av de foran beskrevne prøver inneholder spredte blader av pennin, noen få ganske lite epidot og litt svovelkis. Med hensyn til svovelkis skal det foresten bemerkes at det i feltet er en merkbar stigning i svovelkisinnholdet når man kommer et stykke fra randkvartsen. I de nærmeste 20—30 meterne derimot er det lite kis å se. I et enkelt tilfelle er det i håndstykke, foruten større krystaller av svovelkis også iaktatt relativt store krystaller av sinkblende og blyglans.

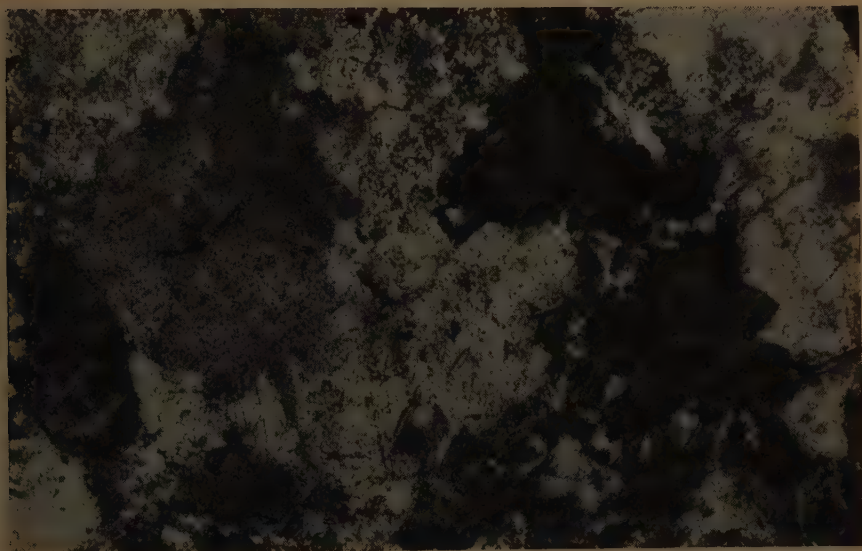


Fig. 3. Serpentinførende kalkmarmor med sterkt omvandlede karbonatkorn.
25 $\times$ forst. + Nicols.

En prøve (nr. 14) tatt i den umiddelbare nærhet av oppgnidningssonen er mørk grønn av utseende. I håndstykke kan man se at den består av et gjennomskinnelig olivengrønt mineral med en litt lysere grønn og bløtere mellommasse. Under mikroskop sees den å bestå av vel avrundede fargeløse korn av serpentin i en småbladet mellommasse. Serpentina er en krysotil. Den er optisk positiv og γ faller i stenglenes lengderetning. Dens n_α ligger omkring 1,56. Mellommassen består av små talkblader, hvilket framgår av de livlige interferensfarger, og av at den er optisk toakset negativ med liten aksevinkel. $n_\alpha = 1,541$, $n_\beta = n_\gamma = 1,588$, altså $n_\gamma \div n_\alpha = 0,047$. β og γ ligger i spaltebladens plan. Enkelte steder i preparatet ser det ut som talken skulle stamme fra serpentina. Andre steder får man inntrykk av at den må være dannet på bekostning av et mineral som tidligere har fylt ut mellomrommene mellom serpentinkornene. Spredt rundt om finnes nokså meget epidot. I denne prøve, som er den hvor det har vært iaktatt absolutt mest epidot, kan innholdet muligens gå opp i 5 %. Ellers kan man si at bergarten anslagsvis består av $\frac{3}{4}$ serpentin og $\frac{1}{4}$ talk.

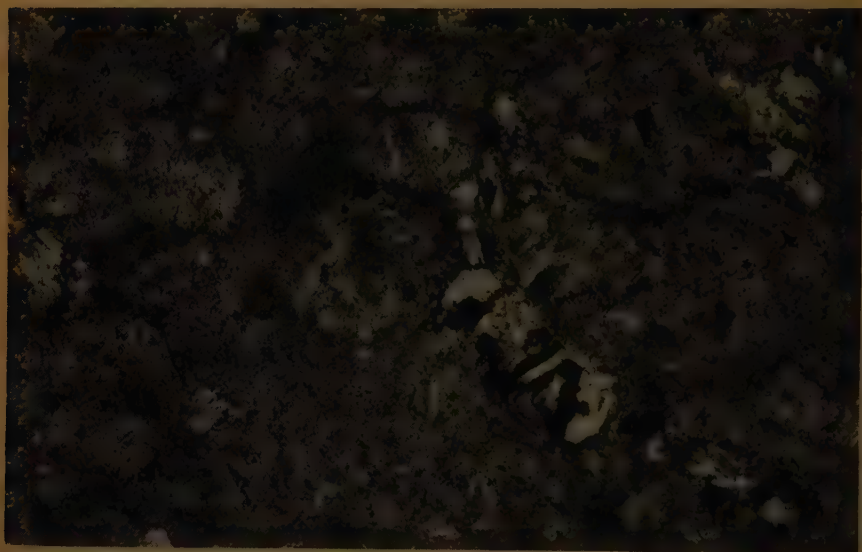


Fig. 4. Talk. En finnskjellet talkmasse med de diffuse konturer av de opprinnelige dolomitkorn. 25 $\times$ forst. + Nicols.

En annen prøve (nr. 15) fra den sone som er avsatt som serpentin, har en mer grågrønnlig farge, ser tettere ut og er bløtere. Overflaten av bergarten, som er glatt og blank, har på bruddflater et ru, kornet utseende. Et utseende som man ellers aldri vil finne hos en bergart som består av stenglig serpentin og talk. Her kan det neppe tydes annerledes enn at det er den opprinnelige karbonatbergarts struktur som gir seg et slikt utslag. Det er forresten verdt å merke seg at alle prøver av både de rene talkbergarter så vel som de nettopp nevnte talk-serpentinbergarter, som i og for seg har en glatt overflate, på en nyslått bruddflate i større eller mindre grad oppviser dette kornete utseende som minner om en karbonatbergarts bruddflate.

Som tabellen viser finnes det også typer som består overveiende eller helt av talk. En helt hvit, nesten voksaktig tett og ganske bløt bergart (nr. 18), viser seg under mikroskopet å bestå så å si utelukkende av små talkskjell. Ganske interessant er det her å iaktta rester av et enkelt karbonatindividue som finnes i preparatet. Ved betraktning under stor forstørrelse synes individet å være i fullstendig oppløsning til en finnskjellet talkmasse. Under kryssede Nicols og liten forstørrelse kan man dog ennå skimte den karakteristiske, om enn i dette tilfelle meget utviskede tvillingstripping.

Like interessant er et annet tilfelle (nr. 17) hvor man i en prøve som også består av en finskjellet talkmasse, ved konoskopisk betraktning, liten forstørrelse og en del avblendet, kan se de diffuse konturer av en kornstruktur som i virkeligheten ikke lenger eksisterer (fig. 4).

Bergartenes genese.

Hva kan så opprinnelsen til disse egenartet sammensatte bergarter ha vært, og hvordan er de blitt til?

På den første del av spørsmålet er svaret nokså klart. Man kan vanskelig anta annet enn at det her har eksistert opprinnelig sedimentære karbonatbergarter. Dette synes både benkningen og de innleirede glimmerskiferlag å tyde på. Karbonatene må også ha vært magnesiaholdige, selv om de kanskje ikke har hatt noen normaldolomitisk sammensetning. Det er dog i feltet ikke iaktatt helt rene karbonatbergarter, som muligens kunde ha vist en den opprinnelige sammensetning, overalt inneholder bergartene nå mer eller mindre av magnesia- eller magnesiakalsilikater ved siden av karbonatresten. I de relikter av karbonater som finnes i disse bergarter, er sikkert det opprinnelige mengdeforhold $\text{Ca} : \text{Mg}$ adskillig forskjøvet. Ad indirekte vei skulde det imidlertid være mulig å finne tilbake til den sannsynlige sammensetning hos disse bergarter.

Nedenfor gjengis en kjemisk analyse av prøve nr. 4, utført av kjemiingeniør A. Osmundsen. Da analysen ble delt i en oppløselig og en uoppløselig del som hver for seg ble bestemt på de tilstedeværende oksyder, ble herved en reell beregning av mineralsammensetningen mulig. Ved kokning i saltsyre gikk foruten karbonatene også serpentin i oppløsning. Totalanalysen ser slik ut:

SiO_2	22,21 %
Al_2O_3	0,06 »
Fe_2O_3	0,61 »
FeO	0,64 »
CaO	33,99 »
MgO	13,09 »
CO_2	27,15 »
$\text{H}_2\text{O} +$	2,42 »
$\text{H}_2\text{O} \div$	0,08 »
Sum 100,25 %	

Ved beregningen kan man se bort fra Al_2O_3 -innholdet og regne det sammen med SiO_2 , da det jo er helt minimalt. Det treverdige jern kan man regne med for en stor del er toverdige jern som er oppoksydert. Alt jern regnes som toverdige. Man kommer da til følgende resultat:

Karbonater	$\left\{ \begin{array}{ll} \text{CaCO}_3 & \dots\dots\dots 59,49 \% \\ \text{MgCO}_3 & \dots\dots\dots 1,55 \text{ »} \\ \text{FeCO}_3 & \dots\dots\dots 0,49 \text{ »} \end{array} \right\}$			 ca. 61,5 %
	Serpentin	$3(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	 »	8,5 »
	Talk	$3(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	 »	21,2 »
Tremolit	$2\text{CaO} \cdot 5(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \cdot 8\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	...	»	4,8 »
				Sum 100,00 %

Ved beregningen av den oppløselige del kan forholdet Mg : Fe i jernkarbonat—serpentin være en del forskjøvet, men det spiller ingen vesentlig rolle for billedet. Det samme kan sies om disse elementers fordeling på talk og tremolit i den uoppløselige del. Resultatet stemmer meget godt med det mikroskopiske bilde.

Tenker man seg all SiO_2 og H_2O bortført fra denne bergart og erstattet med CO_2 inntil der er dannet karbonater av all Ca, Mg og Fe og det hele omregnet på 100 %, vil man få en karbonatbergart med følgende sammensetning:

CaCO_3	66,62 %
MgCO_3	30,07 »
FeCO_3	3,31 »

Noen eldre kjemiske analyser (utført av samme analytiker) av bergarter av samme type herfra, som imidlertid ikke skal gjengis her, har i store trekk samme sammensetning som analysen ovenfor. Omregnes disse på karbonater på samme måte, fåes:

	a	b	c
CaCO_3	62,90 %	59,39 %	69,46 %
MgCO_3	35,75 »	39,85 »	28,04 »
FeCO_3	1,35 »	1,36 »	2,50 »

Analysene a og b stammer fra prøver som tilsvarende nr. 2 og nr. 3, mens c representerer et gjennomsnitt av en rekke prøver fra de forskjellige deler av kalkmarmorsonen.

Som man ser får man her et billede av en karbonatbergart med en meget sannsynlig sammensetning som godt kan ha vært moderbergarten for de nåværende bergarter. Man må dog anta at den har vært noe magnesiarikere, idet det som nevnt har funnet sted en konsentrasjon av magnesia i form av talk- og serpentenbergarter på enkelte lokaliteter. En analyse av en prøve av noenlunde denne type (samme analytiker som før) er beregnet å holde 95,9 % talk og 4,1 % karbonater. Omregner man imidlertid de toverdige metalloksyder på karbonater i dette tilfelle, får man:

CaCO_3		11,43 %
MgCO_3		85,62 »
FeCO_3		2,96 »

hvilket må sies å være en meget sjelden, om ikke usannsynlig sammensetning for en karbonatbergart. Istedenfor å anta at det lokalt har eksistert bergarter med denne sammensetning, er det mer nærliggende å tenke seg at sammensetningen var noenlunde ens gjennom hele sonen. Under metasomatosen har det foregått en vandring av kalk bort fra de deler hvor man nå finner talk-serpentinbergartene. Det er tidligere påpekt den eiendommelighet at kornstrukturen fra karbonatbergartsstadiet kan iakttas i disse ekstremt magnesiarike bergarter. Nå er mengden av disse sikkert meget liten (sannsynligvis bare noen få prosent) i forhold til mengden av de bergarter som fremdeles har meget karbonater, altså høyt innhold av kalk. På den annen side er det grunn til å tro at en del magnesia har beveget seg ut i sileksiten. Derfor må en nok regne med at moderbergarten jevnt over har hatt et noe høyere innhold av magnesia enn det man ovenfor fikk et inntrykk av, slik at den ikke har vært langt fra normaldolomitisk i sin sammensetning.

Ser man på den annen del av spørsmålet — hvordan disse karbonatbergarter som er så rike på magnesiasilikater, er blitt til —, er det helt naturlig å sette dem i forbindelse med de omgivende sure intrusiver.

En kjemisk analyse av sileksiten, utført av ingeniør A. Osmundsen, ser slik ut:

SiO_2		95,52 %
Al_2O_3		0,85 »
Fe_2O_3		0,43 »

FeO	1,12 »
CaO	0,11 »
MgO	1,20 »
CO ₂	0,07 »
H ₂ O + ...	0,83 »
H ₂ O ÷	0,05 »

Sum 100,10 %

Under mikroskopet viser det seg at bergarten består av kvarts og litt klorit, og ved en beregning av analysen framkom følgende mengdeforhold: Kalkspat 0,16 %, klorit 5,68 % og kvarts 94,01 %. (Summen er 99,85 % pluss et overskudd på 0,02 % CO₂ og 0,18 % H₂O +.) Kloriten har en sammensetning på ca. 60 % amesit og 40 % serpentin, begge meget jernrike.

Som nevnt tidligere kan kvartsen lokalt være rikere på klorit. Slike partier er ikke kommet med i analysen, som nærmest representerer den store masse av kvarts hvor kloriten bare opptrer som ganske små spetter eller slirer i bergarten. Av analysen framgår det at heller ikke partier med granitinnneslutninger er tatt med.

Etter sin opptreden må kvartsen oppfattes som en restmagmatisk SiO₂-smeltemasse som har intrudert de preeksisterende bergarter og utkrystallisert der. W. J. Miller (1919) har innført betegnelsen silexite på slike nesten helt rene kvartsbergarter av eruptiv opprinnelse. Albert Johannsen (1932), som har tatt opp navnet i sin systematikk over eruptive bergarter, setter riktignok grensen for fremmede mineralbestanddeler til maksimum 5 %. Disse mineraler er vesentlig feltspater. I den bergart som foreligger her finnes ikke alkalier og følgelig heller ikke feltspat, derimot finnes et forholdsvis høyt innhold av magnesia. Dette har sannsynligvis ikke fulgt den opprinnelige restsmelte, da det neppe var magnesia tilbake etter at alkaliene var oppbrukt. Magnesia må da stamme fra karbonatbergartene. Betegnelsen sileksit skulde derfor også være berettiget i det foreliggende tilfelle.

Nå er som kjent restmagmatiske silisiumsmelter rike på flyktige bestanddeler, framfor alt vann, så rike at mange mener at de heller bør betegnes oppløsninger enn smelter. På den annen side virker karbonatbergarter som de reneste absorpsjonsapparater, hvorfor forholdene har ligget vel til rette for en hydrotermal eller pneumatolytisk virksomhet. Det kan ikke her ha vært tale om noen omsmeltning av de allerede eksisterende bergarter, selv ikke for de deler som danner

den umiddelbare kontakt med sileksiten, hvilket framgår av det som har vært sagt om karbonatbergartene i sin helhet og om de enkelte bergartstyper. Fra restsmelten eller rettere oppløsningen har derfor SiO_2 og H_2O enten i form av oppløsninger eller gasser eller begge deler trengt inn i de dolomitiske bergarter, fordrevet kulldioksyd og reagert med metallene. Forløpet av disse reaksjoner har vært betinget av de herskende temperatur- og trykkforhold.

Om restmagmatiske SiO_2 -oppløsninger framholder Albert Johannsen (op. cit.) at mens oppløsningene ennå er rike på mineralisatorer vil en del av oppløsningen krystallisere ut som pegmatit, hvilket skjer ved omkring 575°C . Muligens ved enda lavere temperatur vil det så krystallisere ut kvarts av en SiO_2 -gel. Også etter Schairer og Bowens kjente smeltekurver (gjengitt i Barth, Correns, Eskola (1939) side 24), krystalliserer pegmatit ut omkring 500°C og kvarts ved enda lavere temperaturer.

Nå er det en kjent sak at ved såkalt kalsinering av dolomit vil magnesiakarbonat dissosiere først:



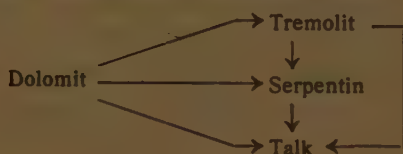
Dette finner sted ved temperaturer som angis forskjellig — fra ca. 400°C til vel 500°C — ved én atm. trykk. Det spiller her sikkert en stor rolle hvilke andre elementer og forbindelser som er til stede. Når denne prosess foregår i naturen, har den etter Teall (1903) gjerne vært kalt dedolomitisering og temperaturen er f. eks. av Harker (1932) angitt til 402°C ved én atm. trykk. Skjer dette under tilstedeværelsen av SiO_2 , fås alt etter forholdene først forskjellige magnesiasilikater, og deretter, hvis temperaturen stiger, magnesiakalk- og kalksilikater.

Herved har vi fått et holdepunkt for hvilke temperaturer som har hersket, derimot vet vi ingenting om trykkforholdene. De dannete mineraler er alle typiske stressmineraler, men kan også dannes under rent statiske betingelser. Hvilken størrelsesorden for trykket det kan dreie seg om, framgår av noen forsøk som ble utført av F. G. Wells (1929). Hans forsøk gikk ut på å prøve å framstille serpentinit med utgangspunkt i olivin, ved å la denne påvirkes av forskjellige oppløsninger under høy temperatur og høyt trykk. Ingen av disse forsøk gav positivt resultat. Derimot lyktes det ham å framstille et serpentinitliknende mineral ved å la vannglassoppløsning påvirke magnesiakarbonat ved temperaturer på 375° til 475°C og trykk på 200 til 281 atm. i 2—3 dager. Han konkluderer med blant annet å si: »However,

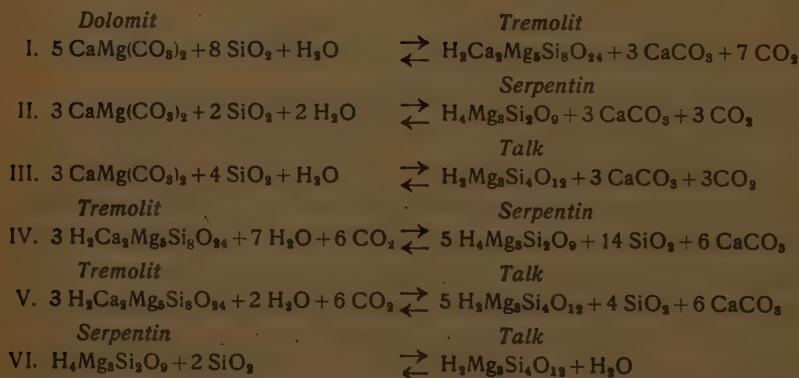
serpentine may be formed from magnesium carbonate rocks or from magnesium solutions at temperature as low as 375° C and prèssure as low as 219 atm.«

Ser man på resultatet av reaksjonene mellom de dolomitiske bergarter og inntrengende SiO₂ og H₂O, viser det seg at utviklingen har tatt forskjellige retninger, idet der stundom er dannet serpentin, stundom tremolit og endog talk direkte av karbonatene. Ellers er tremolit blitt omdannet til serpentin og talk, og serpentinèn på sin side har gitt anledning til talkdannelse.

Skjematisk kan utviklingen framstilles slik:



eller i reaksjonlikninger:



Alle disse reaksjoner går fra venstre mot høyre med fallende temperatur. Hele den metamorfe utvikling viser at det her foreligger en regressiv metamorfose, en avkjølingsmetamorfose, hvor de mineral-assosiasjoner som er oppstått ved en høyere temperatur etter hvert som temperaturen faller blir ustabile og går over i nye assosiasjoner. Trykket derimot kan man regne med har vært noenlunde ens under hele utviklingen.

Ved de høyeste temperaturer er det av dolomiten dannet tremolit og kalkspat. Sannsynligvis er det samtidig av dolomit dannet serpentin pluss kalkspat og talk pluss kalkspat etter regionalt fallende temperatur innover mot den sentrale del av karbonatbergartsonen. Dette

er vel grunnen til at det i noen av prøvene ikke er funnet spor av tremolit og heller ikke synes å ha vært sådan. De sistnevnte reaksjoner har også funnet sted etter hinannen i tid med fallende temperatur. Det forekommer nemlig prøver hvor det er dannet en del tremolit, mens den gjenværende dolomit er under omvandling til talk.

Etter hvert som temperaturen sank, var ikke tremolit lenger stabil sammen med dolomit der hvor det ennå var uomvandlet sådan. Tremoliten begynte å gå over til serpentin og talk. Den nødvendige kull-dioksyd for disse reaksjoner ble frigjort ved de andre reaksjoner som var i gang, nemlig dolomit $\rightarrow$ serpentin og dolomit $\rightarrow$ talk.

Etter Eskola (1939) skal tremolit være stabil i epidotamfibolitefacies sammen med kalkspat. Tremolit og serpentin skal kunne bestå ved siden av hinannen i den subfacies som av Th. Vogt (1927) er kalt aktinolitgrønnskiferfacies, mens tremolit ikke skal kunne eksistere i den rene grønnskiferfacies. Serpentin skal kunne bestå i denne facies i kiselsyrefattige bergarter og talk er det kritiske mineral som bare skal kunne eksistere i denne facies. Likeså skal assosiasjonen talk-dolomit være stabil her.

Betrakter vi et trestoffdiagram (fig. 5) for komponentene CaO, MgO, SiO₂ i aktinolitgrønnskiferfacies, vil man se at tremolit og serpentin vil være stabile sammen i denne facies, men ikke serpentin sammen med dolomit.

Av trestoffdiagrammet (fig. 6) for de samme komponenter i grønnskiferfacies, vil man se at serpentin og talk vil være i likevekt sammen med kalkspat. Det samme gjelder talk, dolomit og kalkspat, men ikke serpentin, kalkspat og dolomit, uten i meget kiselsyrefattige bergarter. I figuren er avsatt beliggenheten av analysen av prøve nr. 4, samt antydning av beliggenheten av tremolit. Det er klart at denne bergart må foreligge i grønnskiferfacies med tremolit som et instabilt relikt.

I flere av de foreliggende prøver synes likevektstilstand ikke å være oppnådd, mens likevekt synes å være oppnådd i følgende:

i aktinolitgrønnskiferfacies:

hvor det er:

tremolit + kalkspat	(nr. 11)
tremolit + serpentin	(» 12)
tremolit	(» 13)

i grønnskiferfacies:

hvor det er:

serpentin + talk	(nr. 14 til og med 19).
(I prøvene nr. 1, 2 og 3 er det sikkert en del dolomit igjen hvorfor disse ikke er i likevekt.)	

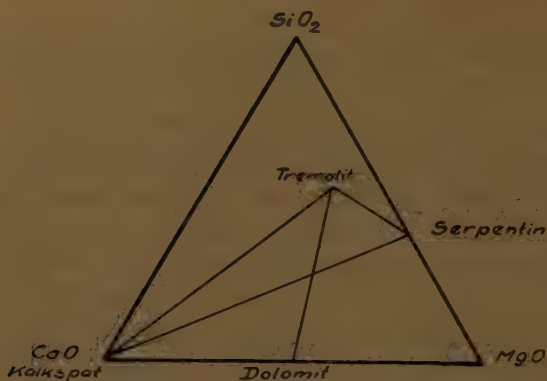


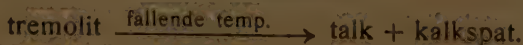
Fig. 5.

I et nylig utkommet arbeid av Hans Ramberg (1943) diskuterer han blant annet stabilitetsforholdene for tremolit og talk (serpentin har ikke opptrådt i de bergarter han behandler). Stort sett synes de resultater han er kommet til, å falle sammen med det som er framkommet i dette arbeid, iallfall hva de relative PT-betingelser angår for stabilitet mellom de mineraler som her behandles.

Interessant er det at han ved forholdsvis høy temperatur mener å ha reaksjonen



(side 85, hvor for øvrig reaksjonslikningen er feil), mens vi som det tidligere er gjort rede for har reaksjonen



Med hensyn til tremolit (Mg-rik) mener han at den ikke er stabil i epidotamfibolittfacies, men først i en høyere facies, mens talk og kalkspat er stabile sammen. I amfibolittfacies reagerer talk og kalkspat og danner tremolit, som er stabil i denne facies.

Som man vil se er det i Rambergs arbeid og i nærværende arbeid kommet fram til at betingelsene for likevekt mellom de mineraler det her er tale om, er de samme i begge tilfelle. Rambergs stabile mineralassosiasjoner er imidlertid forskjøvet en del i retning av høyere temperatur. Dette kan komme av at han behandler bergarter som har vært utsatt for en progressiv regionalmetamorfose, mens det som allerede nevnt her er tale om en regressiv metamorfose. At man ad begge veier kommer fram til de samme resultater, skulde være et kriterium på deres riktighet.

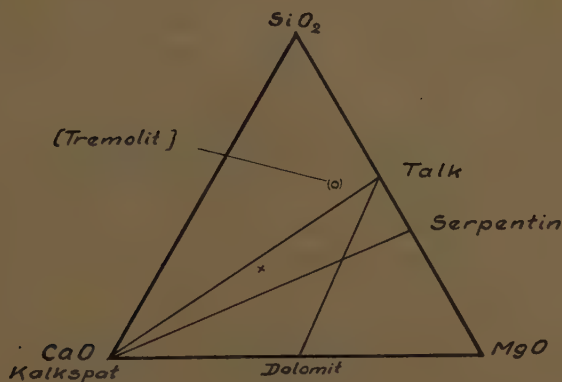


Fig. 6.

SUMMARY

In the present paper is described a small area (fig. 1) consisting mainly of limestones with comparatively high contents of the hydrous silicates of magnesia, viz. serpentine, talc, and tremolite. Besides the presence of these minerals as an integrating part of the carbonate rocks, they also occur as small rock-forming lenses or layers. The mineralogical composition of some samples of the rocks mentioned is given in the table page 270. These rocks constitute the central part of the area.

The central zone is surrounded by silexites, consisting of about 95 % quartz and about 5 % chlorite. Locally the silexites are intimately mixed with coarse-grained granites, which are genetically connected with granite-masses farther west.

From the chemical analysis it seems obvious that the mother rock of the present magnesiansilicate-bearing limestones must have had a nearly normal dolomitic composition. The silexites are considered to be restmigmatic SiO_2 -solutions, under the crystallization of which some SiO_2 and H_2O diffused into the dolomites or dolomitic limestones and metasomatically transformed nearly all the magnesia carbonate into hydrous silicates of magnesia.

On page 280 is shown by a scheme and by equations which reactions that are thought to have taken place. The processes have gone from left to right by decreasing temperatures, and the succession of the minerals formed are suggested to be tremolite, serpentine, talc. The whole evolution has been a regressive metamorphism, and the

association of minerals in some of the samples shows that equilibrium has not always been reached. In others stability is obtained. Thus in actinolite-green-schist-facies when we find the mineral assemblage tremolite + calcite (no. 11) or tremolite + serpentine (no. 12) or only tremolite (no. 13). In the pure green-schist-facies the samples which contain serpentine + talc or only talc (no. 14 to 19) represent equilibria. As to the samples no. 1, 2, and 3 there are still some dolomite left, showing that these are not in stable equilibrium in this facies.

Litteraturliste.

- Barth, Correns, Eskola: Die Entstehung der Gesteine. Julius Springer, Berlin 1939.
- Harker, Alfred: Metamorphism. London 1932.
- Johannsen, Albert: A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks. Volume II. Chicago 1932.
- Miller, W. J.: Journ. Geol. XXVII 1919. Side 30.
- Ramberg, Hans: En undersøkelse av Veststrandens regionalmetamorfe bergarter. Norsk geol. tidsskr. Bind 23. 1943.
- Reusch, Hans: Tekst til geologisk oversigtskart over Søndhordland og Ryfylke, N. G. U. Nr. 64. 1913.
- Sahlen, A.: The Talc Industry of the Gouverneur District, New York. Trans. Am. Inst. of Min. and Met. Volume XXI, side 584.
- Smyth jun., C. H.: New York State Mus. Ann. Rept., Volume XVII, side 706—8.
- Teall, J. J. H.: Geol. Mag. 1903, side 513.
- Vogt, Th.: Sulitkmafeltets geologi og petrografi. N. G. U. Nr. 121. 1927.
- Wells, F. G.: The Hydrothermal Alteration of Serpentine. American Journ. of Science. 5. series. Volume XVII. 1929.
- Wilson, M. E.: Talc Deposits of Canada. Canada Department of Mines. Geological Survey No. 2092. 1926.
-

Ms. mottatt 13. jan. 1945.

OM TILLITENE I DET CENTRAL-NORSKE SPARAGMITOMRÅDE

AV

CHRISTOFFER OFTEDAHL

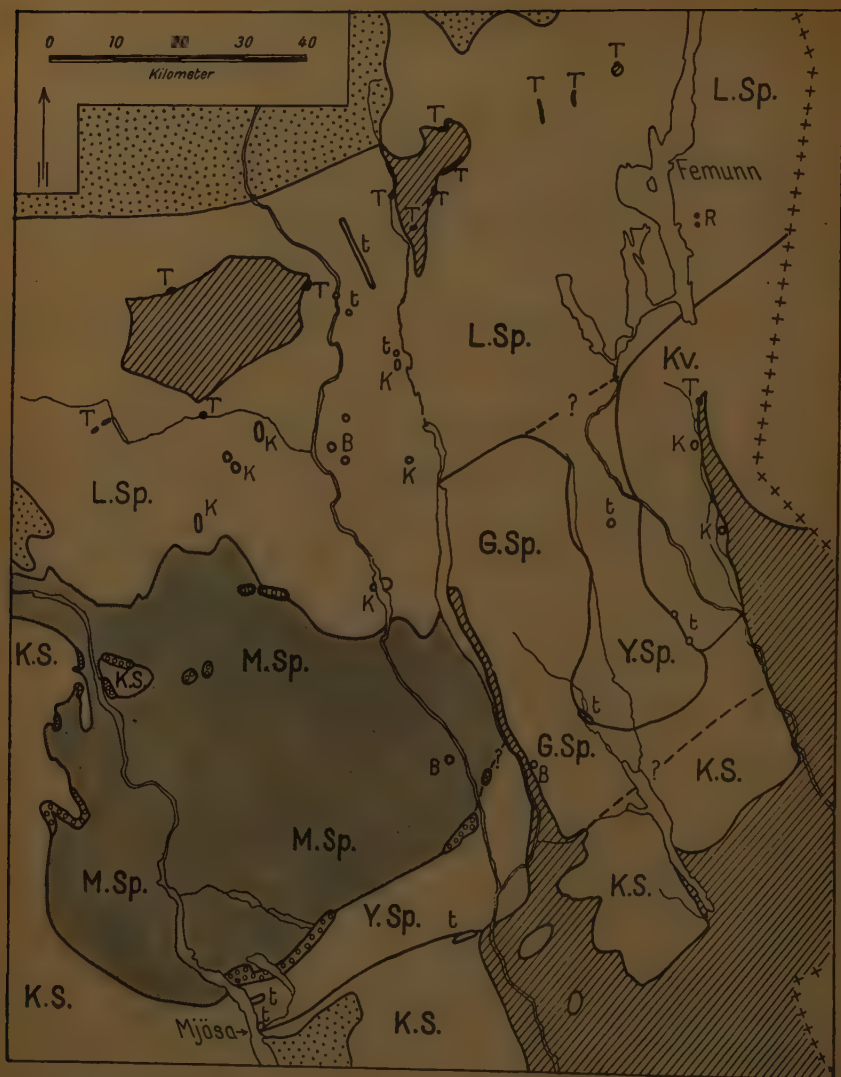
Med 2 figurer i teksten. Engl. Summary.

Det er vanskelig å bli sikker på stratigrafien i det central-norske sparagmitområde. Opstillingen av lagfølgen lettes imidlertid av en del ledenivåer, og noen av de viktigste er konglomerathorisontene. Denne artikkel behandler noen problemer vedrørende disse. For å kunne diskutere de stratigrafiske problemer er det nødvendig å ha sparagmitformasjonens generalprofil klart for sig. Det er gitt meget fullstendig av Vogt (1923, p. 362) og kan forenkles slik:

Underkambrium
Kvartssandsten
Ekre skifer
Moelv konglomerat (tillit)
Moelv sparagmit (yngre, rød sp.)
Biri kalk med skifer
Biri konglomerat
Brøttum sparagmit (eldre, mørk sp.).

Dette skjema er opstilt for Mjøstrakten; Snødølaprofilet i Sollia (Werenskiold, 1911, p. 6) har også følgende underliggende lag: Lys sparagmit, skifer, og underst et basalkonglomerat på grunnfjellet. Ved hjelp av kartskissen (fig. 1) kan man få en oversikt over sparagmitfeltets bygning.

Området omkring nedre Gudbrandsdal fra Gausdal til Østerdalen består av mørk sparagmit, på kartskissen betegnet med M. Sp. Denne mektige avdeling dukker mot V inn under den yngre sparagmitavdeling og kiler ut. Den yngre sparagmit er her imidlertid bare en tynn horisont som ofte ikke sees (Münster, 1901, p. 17), og den eldre sparagmit overleires da av kvartssandsten med rester av overliggende kambro-ordoviciske lag (K.S.). I Gausdal er også kvartssandstenen sterkt redusert, og »K.S.» betegner her Bjørlykkes »kvartsitformation«



	Basalttillit		Konglomeratskifer
	Basalkonglomerat på skøvne grunnfjellsflak		Birikonglomerat
	Tillit (Moelvkgf.)		Grunnfjell
			Kambro-silur.

M.Sp. = Mørk sparagmit (Brøttum sp.). — Y.Sp. = Yngre (rød) sparagmit (Moelv sp.). — L.Sp. = Lys sparagmit. — K.S. = Kvartssandsten (i V med overliggende lag). — G.Sp. = Grå sparagmit, svarer til K.S. — Kv. = Kvitvola skyvedekke.

Fig. 1. Forenklet geologisk kartskisse over det central-norske sparagmitområde. De viktigere konglomeratforekomster er avsatt.

(1893, p. 13). Østover synes også den mørke sparagmit å kile ut, men her er forholdene kompliserte, så noe sikkert kan foreløpig ikke sies. SØ for den mørke sparagmit går en sone med yngre sparagmit (Y. Sp.), og SØ for denne igjen finnes kvartssandsten (K. S.). Området N for den mørke sparagmit beherskes av pressede lyse sparagmiter, betegnet med L. Sp. på kartskissen. Werenskiold (1911) har påvist at i Solliatraktene overleires den mørke sparagmit av »øvre lyse sparagmit«, og den underleires av »undre lyse sparagmit«. Mine undersøkelser mellom Sollia og Rondane viser at den mørke sparagmit kiler ut mot N slik at den undre og den øvre lyse sparagmit tilsammen danner den mektige lyse sparagmitavdeling i Rondane. Øvre lyse sparagmit har Werenskiold parallellisert med den yngre sparagmit (Moelv sp.); mesteparten av de mer eller mindre pressede sparagmiter som finnes mellom Østerdalen og riksgrensen, synes også å kunne parallelliseres med den yngre sparagmit. Østenfor Rendalen henger området til den lyse sparagmit sammen med det tungeformede område med yngre sparagmit som går ned mot Osensjøen. For øvrig finnes Ø for Rendalen grå sparagmit (G. Sp.) som ifølge Schiøtz (1903) er ekvivalent med kvartssandstensavdelingen; grensen mellom disse to er hypotetisk.

Generelt kan sies at meget av den primære stratigrafi er i store trekk bevart, men den skyvning hele sparagmitformasjonen har vært utsatt for, har brukket op de harde sedimentplater og for en stor del skjøvet dem op og inn i hverandre som isflak. Den oprinnelige lagdeling er derfor ofte lokalt ødelagt, og det er bare kontakten mellom to bergarter som sier noe om deres aldersforhold, — hvis da kontakten er primær.

I størstedelen av den kaledonske fjellkjedes randområde finnes kambriske skifre avsatt på grunnfjellet. Bare enkelte steder finner vi et polymikt basalkonglomerat. Slike forekomster er kjent fra gammelt i Syd-Norge, men først Høltedahl (1921, p. 31) antar at et slikt konglomerat (ved Magnhildsbrennskarven i Engerdal) er tillit og sammenligner det med det tillitiske Moelvkonglomerat. Senere er en rekke forekomster av basaltillit funnet og beskrevet; disse er på kartskissen betegnet med T. De fleste finnes rundt kanten av grunnfjellsområdet Spekedalen—Unset, V for Femunn. Den nordlige del innen kartbladet Tynset er undersøkt av P. Holmsen, som gir en detaljert beskrivelse av bergarten (1943, pp. 23—27). Også langs den sydlige del (innen bladet Øvre Rendal) finnes en del tillitlokaliteter (Oftedahl,

1943, pp. 14—17). Det konglomerat som G. Holmsen (1935, p. 8) beskriver fra Tufsingdalen (den nordøstligste T på kartskissen) synes å ha tillitkarakter.

Rundt grunnfjellsområdet mellom Atnesjøen og Glomma (Atnesjøvinduet) finnes det også basaltillit. Marlow fant ved sin kartlegning av Atnesjøbladet i 1935 et basalkonglomerat i Sølmsjøhøgda, Ø for Sølen. Det viste sig å ha fyllitisk grunnmasse med spredte pressede boller av kvartsit og granit, d. v. s. det kan godt være en presset tillit. Ved vinduets østkant fant jeg (1943, p. 14) ved Ørsjøbekkseter et konglomerat som ikke har tillitkarakteristiska, men som dog ble parallellisert med basaltillitene. Mer typiske er derimot de to velkjente lokaliteter på sydsiden av Atnesjøvinduet, langs Snødøla og ved veibroen over Atna ved Storbekkmoen. De er beskrevet av Bjørlykke (1905, p. 120 og 113) og Werenskiold (1911, p. 6 og 7). Konglomeratets deformasjon i Snødøla er nylig beskrevet av Hortedahl (1944, p. 27). En annen forekomst ved Havn, S for Atnebru, er ifølge Bjørlykke (1905, p. 125) av samme type, men den har jeg ikke funnet.

Basalkonglomerater lik de beskrevne finnes også en rekke andre steder. Rosenqvist (1944, p. 193 og 199) omtaler et basalkonglomerat fra Lønsetantiklinalen, V for Opdal, og finner at det er grunn til å parallellisere det med tillitene i Nord-Østerdal. Videre har Carstens (1924, p. 2) nevnt en basalbreccie V for Orkedalsfjorden, og langs Riksgrenseantiklinalen finnes det mellom de tynne sparagmithorisonter og grunnfjellet også en basalbreccie. Ved Hede i Sverige, ca. 80 km Ø for nordenden av Femunn, finnes det ifølge Törnebohm (1896, p. 48) et polymikt konglomerat avsatt på grunnfjellet, men både dette og basalbreccien ved østkanten av Oldengraniten (Frödin, 1916, p. 260) er vel tvilsomme som tilliter. I alle fall ser det nu ut til at det går en sone langs kanten av geosynklinalen hvor avsetninger av basaltillit primært på grunnfjellet er beholdt, se fig. 2. I de mer perifere deler av geosynklinalen finnes nu kambriske lag som basalavsetning på grunnfjellet. Også her kan sparagmitiske sedimenter ha blitt avsatt, men de er i så tilfelle fjernet snart etterpå av erosjonen.

De beskrevne basaltilliter er alle autochtone eller bare litt forflyttet under skyvningen. Et allochtont basalkonglomerat av en litt annen type enn basaltillitene finnes på grunnfjellsflak som er skjøvet op i sparagmitflakene i Femunn-området. Konglomeratet er beskrevet av G. Holmsen (1937, p. 19), og P. Holmsen (1943, p. 30) sier om det: »Den stratigrafiske stilling er den samme som for tilliten på

Fig. 2. Kartskisse som viser beliggenheten av forekomster av basaltillit (sorte prikker). Den optrukne linje skil-
ler det område hvor vi finner kambrium
basalt på grunnfjellet fra det område
hvor tillit eller andre basalkonglome-
rater fra sparagmitformasjonen har blitt
avsatt på grunnfjellet. Hypotetisk grense
er vist ved streket linje. Rektanglet
viser beliggenheten av kart-
skissen i fig. 1.



Tynsetbladet og andre, og det er sterke grunder for å parallellisere disse to konglomerater, tiltrods for at konglomeratet fra Søndre Femund ikke egentlig er tillitlignende.» En detaljert beskrivelse er gitt av Zenzen (1930, p. 572). Konglomeratet er polymikt, ganske tett pakket og holder mer eller mindre rundede boller. Et lignende konglomerat er beskrevet fra svensk side; det er kalt »Garbmadak-konglomeratet» eller senest »röda konglomeratet» av Kulling (1943, p. 230). Det finnes ifølge Kautsky (1940, p. 129) så langt N som i det sydlige Lappland (ved Gautojaure), Ø for Dunderlandsdalen. I Västerbotten finnes »röda konglomeratet» i øvre sparagmitskolle, og dette allochtone konglomerat stammer derfor fra vestligere og sannsynligvis dypere deler av geosynklinalen enn basaltillitene. Det er således mulig at det er eldre enn basaltillitene; disse parallelliseres med Moelvtilliten, som finnes reativt høit oppe i det stratigrafiske skjema (se s. 285).

Så skal de allochtone tilliter omtales. Moelvkonglomeratets tillit-karakter er påpekt av Hortedahl (1920, p. 30, 1922, pp. 165—173). Denne tillithorisont finnes over et stort område. Jeg har sett det i

V. Gausdal som et konglomeratskiferaktig lag øverst i en tynn horisont av yngre sparagmit, og ved Moelv og i Åstas nedre løp, hvor det har typisk moreneutseende. N for Osensjøen finnes det ifølge Schiøtz (1903, p. 74) en rekke lokaliteter, og Hortedahl (1921, p. 30) har beskrevet det i toppen av Gråhøgda, V for Engerdal. En del lignende tillitforekomster er funnet på kartbladet Øvre Rendal (Ofte-dahl, 1943, p. 16). De typiske lokaliteters beliggenhet sees av kart-skissen fig. 1, hvor de er betegnet med t. Det er karakteristisk for nesten alle forekomster av denne type at det sammen med tilliten forekommer en rød eller grønn lerskifer.

Under arbeidet med tilliten i Øvre Rendal fikk jeg mistanke om at den konglomeratskifer som er beskrevet i Koppangområdet av Törnebohm (1896, p. 31) og Bjørlykke (1905, pp. 64, 76 og 79) også skulde være en glacialavsetning. De siste års kartlegning i disse strøk har gjort dette sannsynlig. Dette konglomerat kan studeres i en stor skjæring ved riksveien S for Kjemåen, 1 km S for Koppang stasjon. Grunnmassen er en mørk, ganske hård fyllitisk skifer. I den ligger det spredte boller av forskjellig størrelse av gneis, granit, kvartsit og dolomit. Den største bolle er nesten 1 m i diameter. Koppangshamren nordenfor Kjemåen består av en lignende fyllit. I denne fant jeg noen ganske få boller av granit og kvartsit opptil $1\frac{1}{2}$ m i diameter. Den enkleste forklaring på bollenes forekomst i skiferen er å anta at de har blitt transportert av drivende isfjell. Denne antagelse medfører at de lignende konglomeratskifer i Koppangfeltet alle må ansees å være av glacial opprinnelse. Konglomeratet forekommer en rekke steder helt N til Øvre Rendal kirke, og det er tydeligvis knyttet til den øverste del av den mørke sparagmitavdeling og finnes bestandig sammen med karbonatbergarter. Hortedahl (1921, p. 41) har beskrevet to lokaliteter i Engerdalen, hvor konglomeratskifer forekommer nederst i Kvitvoladekket sammen med karbonatbergarter; kalksten og dolomit er hyppig å finne som boller i konglomeratet. Og dette konglomerat ligner i påfallende grad typer av det tillitlignende konglomerat ved Moelven, ifølge Hortedahl (1920, p. 39). Men de nevnte forhold gjør en parallellisering med Koppangs konglomeratskifer mer sannsynlig.

Tidligere har Bjørlykke (1905) beskrevet konglomeratskifer i fjellene V for Atna, innen kartbladet S. Fron. Det finnes i toppen av Skjæringsfjell, Storkletten, Ledsageren og en hel rekke topper lenger syd. Jeg har undersøkt de to første steder og finner det naturlig å

parallelisere dette konglomerat med Koppangområdets på grunn av dets forekomst øverst i den mørke sparagmit. I de nevnte topper finnes ikke karbonatlag i direkte kontakt med konglomeratet, men i fjellene like sønnenfor hvor grensen mot den overliggende »øvre lyse sparagmit« finnes, markeres grensen av en kalksone.

På kartskissen er konglomeratskiferen betegnet med K. Skjønt det ovenfor er påstått at konglomeratskiferen finnes øverst i den mørke sparagmit, befinner de fleste K'er sig i den lyse sparagmits område. Dette kommer av at den mørke sparagmit mange steder stikker op gjennom dekket av den øvre lyse sparagmit, mens grensen er trukket langs den lyse sparagmits sydlige begrensnig.

Hvad er så den stratigrafiske stilling til konglomeratskiferen? Det er to ting som tyder på at den er ekvivalent med Birikonglomeratet: assosiasjonen med karbonatbergarter, og forekomsten i eller nær toppen av den mørke sparagmitavdeling. Det er jo intet i veien for å anta at Birikonglomeratet er dannet av glacialt materiale, nemlig ved omleiring og utvasking av en bunnmorene. Denne hypotese medfører antagelsen av to forskjellige facies av den mørke sparagmits toppkonglomerat, nemlig Birikonglomerat i SV, konglomeratskifer i NØ. Birikonglomeratet viser da også betydelig variasjon fra sted til sted, både med hensyn til bollemateriale og struktur.

I Biskopåsen ved Mjøsa er konglomeratet oftest ganske tett pakket med noenlunde jevnstore boller, men i V. Gausdal er det ofte meget løsere pakket, og S for Fåvang kirke har jeg sett både tett og åpent pakket konglomerat, det siste ganske lik konglomeratskifer i utseende. Birisonen i Segelstadkampen i Fåvang, V for Myre, består av følgende lag: Først 10 m tettpakket konglomerat, så en 20—30 m høi vegg med skifer som inneholder enkelte få store boller, derover igjen Birikalk i tykke lag.

N eller NØ for de nevnte lokaliteter forekommer ikke lenger Birikonglomeratet i toppen av den mørke sparagmit. Derimot forekommer det langt nede i den mørke sparagmit i Samdøla ved Ims-sjøene, opdaget av Bjørlykke (1905, p. 173), og videre nedover Imsdalen i en mektig sone som jeg fant i sommer. Ø for Atna stasjon i Østerdalen er det også noen små konglomeratforekomster av Biri-typen, den nordligste i Kivfjell, på grensen til kartbladet Øvre Rendal. Sonen med Birikonglomerat finnes også østenfor Mjøstrakten. Spredte forekomster ligger langs en linje fra Biskopåsen over Næren, østenfor

S. Mesna, over Engulsfjell i Åmot, Sætrekletten og Strandskarven. Ø for grunnfjellet langs Rena har jeg like ved Deset kapell sett et mektig konglomerat av Birtypen over det basale lag av sort (kambrisk?) skifer.

Det viser sig altså at grensen mellom Birikonglomeratets og konglomeratskiferens områder ikke er noen rett linje i NV—SØ retning. Det er derfor for enkelt bare å anta en sydvestlig og en nordøstlig facies som tidligere nevnt. Faciesforskjell foreligger også sikkert mellom de perifere og de mer centrale deler av geosynklinalen, og ikke bare langs kanten av den. Den kompliserte skyvning har så bevirket at de to facies nu har delvis samme område. Et slikt felles område vilde de to konglomerattyper også kunne ha, hvis de antas å tilhøre to forskjellige stratigrafiske nivåer, men det er intet som taler for det.

I litteraturen er Birikonglomeratet og Moelvtilliten fastslått som to forskjellige stratigrafiske nivåer (se skjemaet s. 285). Ved parallelliseringen mellom Birikonglomeratet og den tillitiske konglomeratskifer får vi to forskjellige tillithorisonter i det central-norske sparagmitområde, konglomeratskiferen og Moelvtilliten. Dermed kan dette område parallelliseres med andre store sparagmitområder, Västerbotten, Finmark og Østgrønland, hvor det tidligere er funnet to tillithorisonter. Et trekk gjør dog parallelliseringen mellom de undre tillitter mindre sannsynlig: I de to sistnevnte nordlige områder finnes mektige karbonatlag under undre tillit, mens det i det central-norske område finnes slike lag over undre tillit (kalk- eller dolomitlag over konglomeratskiferen, Birikalk over Birikonglomeratet).

Men tillitenes bollemateriale viser en viss overensstemmelse. Kulling (1942, p. 314) påviser hvordan undre tillithorisonter i de tre nevnte områder har et betydelig innhold av dolomittblokker; dette er ikke tilfelle for øvre tillithorisonter. Også konglomeratskiferen i Koppangområdet har nettop dolomit som fremtredende blokktype; derimot finnes ikke dolomit i Moelvtilliten.

De resultater som er fremlagt i denne artikkel, grunner sig på geologiske reiser, muliggjort ved økonomisk støtte fra en rekke institusjoner. De observasjoner som er nevnt fra Østerdalene er gjort under geologisk kartlegning for Norges Geologiske Undersøkelse ved direktør Carl Bugge. Oversiktsreiser i de vestlige sparagmitstrøk blev

utført ved stipendier fra Nansenfondet, Universitetets forskningsfond og grosserer Bjørums legat. Strøket S for Rondane har jeg blitt kjent med under kartlegning utført i egenskap av assistent ved Mineralogisk Institutt for professor Barth.

SUMMARY

The present paper starts with a short survey of the stratigraphy of the so-called "Sparagmite Formation" of central Norway. In the sequel occurrences of a tillite-like basal conglomerate are described. This tillite is considered to be equivalent to the Moelv conglomerate (tillite) of the thrust Sparagmitian. From the Koppang area a conglomeratic schist has been described by Törnebohm and Bjørlykke; new observations have made me consider this conglomerate a tillite, a marine glacial deposit, its boulders supplied by drifting ice. Various possible relations between the Koppang conglomerate schist and the Biri conglomerate are discussed. The difference in habit may be due to both facies variations and to a various degree of thrusting. However, several observational evidences make it probable that two tillite horizons have formed in the Sparagmitian of central Norway. This is in harmony with the conditions found in other large areas of Sparagmite rocks in the Caledonian geosyncline; Västerbotten, Fennoscandia, and East Greenland.

Blindern 10. januar, 1945.

LITTERATUR

- 1893. Bjørlykke, K. O. Gausdal. N. G. U. nr. 13.
- 1905. — Det centrale Norges fjeldbygning. N. G. U. nr. 39.
- 1924. Carstens, C. W. Av trondhjemsfeltets geologi. Nyere undersøkelser. N. G. T. 7.
- 1916. Frödin, G. Einige Beobachtungen über den Oldengranit und die subkambrische Denudationsfläche innerhalb der kaledonischen Faltenzone in Jämtland. Bull. Geol. Inst. Upsala 13.
- 1935. Holmsen, G. Nordre Femund. N. G. U. nr. 144.
- 1937. — Søndre Femund. N. G. U. nr. 148.
- 1943. Holmsen, P. Geologiske og petrografiske undersøkelser i området Tynset — Femunden. N. G. U. nr. 158.
- 1920. Holtedahl, O. Om Trysilssandstenen og sparagmitavdelingen. N. G. T. 6.
- 1921. — Engerdalen. N. G. U. nr. 89

1922. Høltedahl, O. A Tillite-like Conglomerate in the "Eo-Cambrian" Sparagmite of Southern Norway. *Am. Journ. of Sci. Fifth Ser.*, 4.
1944. — On the Caledonides of Norway. *Vid.-Akad. Skrifter. I. No. 4.*
1940. Kautsky, F. Das Fenster von Gautojaure im Kirchspiel Arjeplog in Lappland. *Geol. Förs. Förh.* 62.
1942. Kulling, O. Grunddragen av fjällkjederandens bergbyggnad inom Västerbottens län. *S. G. U. ser. C, nr. 445.*
1901. Münster, T. Kartbladet Lillehammer. *N. G. U. nr. 30.*
1943. Oftedahl, Chr. Om sparagmiten og dens skyvning innen kartbladet Øvre Rendal. *N. G. U. nr. 161.*
1943. Rosenqvist, I. Th. Metamorphism and Metasomatism in the Opdal Area (Sør-Trøndelag, Norway). *N. G. T. 22.*
1903. Schiøtz, O. E. Den sydøstlige Del af Sparagmit-Kvarts-Fjeldet i Norge. *N. G. U. nr. 35.*
1896. Törnebohm, A. E. Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad. *Kgl. Sv. Vet.-Akad. Handl.* 28.
1923. Vogt, Th. Forholdet mellem sparagmitsystemet og marin underkambrium ved Mjøsen. *N. G. T. 7.*
1911. Werenskiöld, W. Søndre Fron. *N. G. U. nr. 60.*
1930. Zenzen, N. Om de äldsta geologiske undersökningarna inom området öster om Fæmunden. *Geol. Förs. Förh.* 52.
- N. G. T. = Norsk Geologisk Tidsskrift.
- N. G. U. = Norges Geologiske Undersøkelse.
-

Ms. mottatt 20. jan. 1945.

FRA FEVIK-GRANITENS GRENSESONER

AV

IVAR OFTEDAL

Med 4 figurer i teksten. Engl. Summary.

Et kort referat av et foredrag om Fevik-graniten, med oversiktskart, er publisert i 1938.¹

Det kartet som følger her (fig. 1) er fullstendigere og er korrigert på enkelte punkter. Det som er tatt med av topografien er nøyaktig gjengitt etter Norges geografiske oppmålings målebordsblad. Geologiske grenser etc. er derfor ikke skjematisert, men innlagt så vidt mulig på riktig plass i terrenget. Ved sammenlikning med Oppmålingens kart kan en finne deres nøyaktige beliggenhet i forhold til gårder og veger.

Her skal vesentlig omtales forholdene langs granitens grense mot Bambleformasjonens krystallinske skifre. De er berørt i det nevnte foredrag, men de er så vidt interessante at de fortjener en mer detaljert beskrivelse. Først noen supplerende bemerkninger om selve granitmassivet.

Bergartene. For å kunne sammenlikne mineralsammensetningene har jeg forsøkt en mikroskopisk bedømmelse av mengdeforholdene i et stort antall synsfelt for hver av bergart-typene i granitmassivet. Resultatene, som naturligvis er omtrentlige, er oppstilt i følgende tabell.

	Hovedgraniten	Eldre mørke typer		
		Rødlige	Grå I	Grå II
Biotit	1—4 %	5—10 %	10—14 %	10—20 %
Hornblende	0	0	1—2	10—20
Titanit	0.2—0.6	1—2	1.5—2.5	0.5—1.5
Jernerts	0.1—0.5	0.5—1.5	0.1—1.5	1—2
Apatit	0.02—0.1	0.1—1	0.5	1.5—3

¹ Ivar Oftedal: Norsk Geol. Tidsskr., 17, 210, 1938.

Foruten disse bestanddelene inngår i alle typene små mengder zirkon, mest innesluttet i biotit og omgitt av pleokroitiske soner. Videre ofte litt svovelkis og til dels litt fiolett flusspat. Hovedbestanddelene er i alle typene mikroklinpertit, plagioklas med 10—30 % An, og kvarts. I hovedgraniten er mikroklinpertit den herskende bestanddel; plagioklasgehalten er omkring 20 %. Dette forholdet forskyver seg til fordel for plagioklasen når vi kommer over i de mørke typene. Kvartsgehalten ser ut til å være av samme størrelsesorden i alle typene (rundt 20 %), kanskje noe lavere i de rent grå. Bergartenes friskhet veksler fra sted til sted. Mikroklinpertiten er praktisk talt alltid frisk. Plagioklasen derimot er ofte ufrisk og inneholder da små muskovit-skjell; den er ofte tydelig sonarbygget, og kjernen er da i regelen mest ufrisk. Plagioklasen opptrer mest som idiomorfe individer, ofte innesluttet i større individer av kvarts eller mikroklinpertit, til dels i parallell orientering. Også biotiten er ofte ufrisk, — helt eller delvis gått over til klorit. Likeså finner en i mange slip i stedet for titanit ugjennomsiktige gråbrune pseudomorfoser. Jernertsen er sannsynligvis ilmenit, da den som regel sitter sammen med og til dels er omgitt av titanit; også apatitkrystallene er for øvrig gjerne anriket sammen med disse mineralene. I ett tilfelle var apatitkrystallene innesluttet i en titanitkrystall. Hovedgranitens bekjente grove kornstørrelse er påfallende konstant over hele området, bortsett fra ubetydelige lokale avvikelser. Likeså kjent er den usedvanlig kraftige rødfargen som er typisk for Fevik-graniten. Fargen veksler en del; på fastlandet omkring Hesnes er den f. eks. særlig sterkt rød. De mørke typene har for det meste middels kornstørrelse; delvis er de halvporfyriske med store ufriske feldspater i en frisk grunnmasse. Det er også finkornete typer blant dem; de er de aller eldste og opptrer mest som mindre inneslutninger i de andre. De kan se ut som tett diabas, men har til dels enkelte store korn av melkefarget kvarts, og i mikroskopet ser en at de har de samme hovedbestanddelene som er nevnt ovenfor, bare med en ytterligere forskyving av mengdeforholdet alkalifeldspat : plagioklas + mørke mineraler. Det er altså ikke tvil om at de eldste av disse bergartene var de mest basiske og at de som senere krystalliserte, ble stadig surere.² Det ser ut som et skoleeksempel på magmatisk differensiasjon, og slik har jeg også oppfattet det (l. c.). Det kan være

² De mørke typene blir nærmest å betegne som adamellitter med overgangsledd til granit.

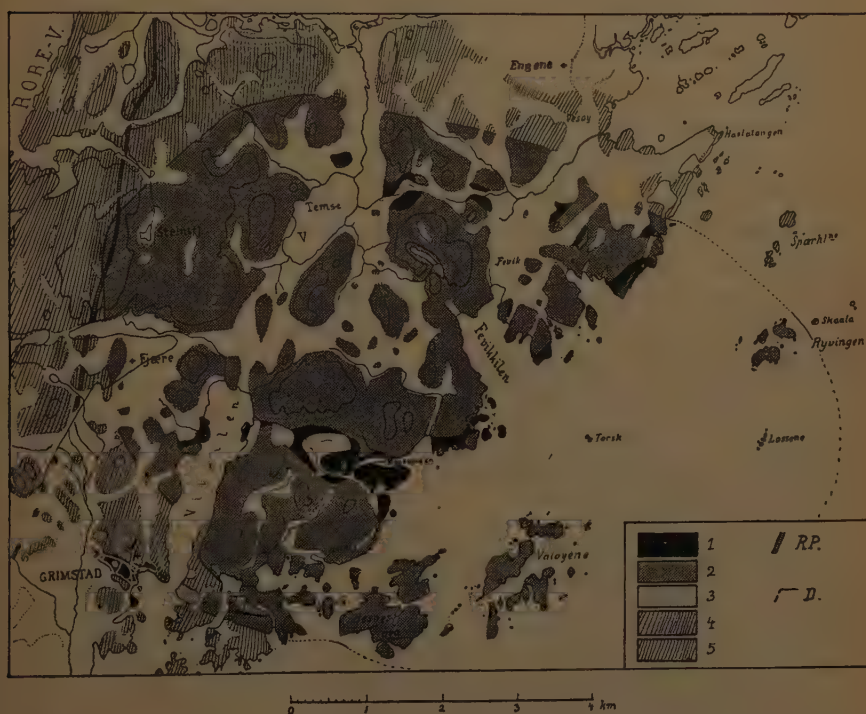


Fig. 1. Geologisk kart over Fevik-granitens område. 1. Eldre mørke bergarter innenfor granitmassivet. 2. Hovedgraniten. 3. Finkornet granit, vesentlig aplitisk. 4. Gneisbergarter, delvis rødfarget og gjennom satt av granitiske ganger. 5. Gneiskomplekset omkring graniten; strekene angir strøkretningen. Hvitt er overdekket. RP. er den store rombeponfyrgangen, D. diabasgang på sydspissen av Hesnesøya. Ekvidistanse 60 m. Kartrammen angir S—N og V—Ø. (Merk forskjellen mellom 4. og 5., som på klisjéen er blitt mindre markert enn tilsiktet!)

at dette er riktig, men i de senere år er petrografene ikke lenger så snare til å tyde slike observasjoner som sikre tegn på magmatisk differensiasjon, især ikke når det gjelder granitmassiver i grunnfjellet. Den slags graniter anses gjerne som palingene, og for Fevik-graniten er det positive ting som taler for en slik opprinnelse.³ Jens Bugge⁴ antar at de mørke typene skriver seg fra assimilasjon av stoff fra amfibolitdrag i gneiskomplekset. Dette er lite rimelig; en måtte da

³ Ivar Oftedal: Scandium in Biotite as a Geologic Thermometer. Norsk Geol. Tidsskr., 23, 202, 1944.

⁴ Jens Bugge: Geological and Petrographical Investigations in the Arendal District. Norsk Geol. Tidsskr., 20, 91, 1940.

forutsette at granitiseringen i den eldste perioden — før hovedgraniten trengte fram — fortrinsvis angrep amfibolitene. Eruptivkontakter og eruptivbreksjer ellers i området viser i motsetning til dette alltid at amfibolit er en av de bergarter som ikke har latt seg påvirke av granit-smelten (se nedenfor). En kan kanskje anta en noe høyere temperatur under dannelsen av de eldre smeltene enn under krystallisasjonen av hovedgraniten, men dette gir neppe grunn til en selektiv granitisering av gneiskompleksets amfiboliter.⁵ Derimot er det ikke urimelig at glimmerskifre og glimmerrike gneiser kan ha dannet utgangsmaterialet for disse eldre mørke typene. Beskrivelsen nedenfor viser at slike bergarter særlig lett gjennomtrenges av granitmateriale. En kan da anta at granitiseringsprosessen her har ført til en mobil smelte som krystalliserte ennå før sammensetningen var blitt virkelig granitisk. Det senere intruderte hovedmagma skulde så være et produkt av fullstendig granitisering.

Sprekkeene i granitmassivet er delvis uregelmessige, men over hele området er det 4 temmelig konstante steiltstående spalteretninger som framhersker. Disse kan oppfattes som to par, hvert bestående av to retninger omtrent loddrett på hverandre, nemlig tilnærmet [Ø—V, N—S] og [NV—SØ, NØ—SV]. På hvert sted er det gjerne 2 eller 3 av disse retningene som trer særlig tydelig fram, til dels bare 1 av dem, og dette veksler fra sted til sted. Således er f. eks. på Valøyene Ø—V-sprekkene så kraftige at øyene sett på avstand bærer tydelig preg av det. Ø—V-sprekkene ser i det hele ut til å være særlig viktige, men andre steder er f. eks. NØ—SV-retningen ledende. (Den lille knekkete diabasgangen på Hesnesøya har nettopp retningene Ø—V og NØ—SV.) Både Ø—V- og NØ—SV-sprekkene henger som regel utover mot sjøen (fall 60°—80° N resp. NV). Foruten disse steiltstående sprekkene har vi også tilnærmet horisontale, slik at graniten på sine steder sprekker opp i pene firkantete blokker. De fleste av sprekkene er åpne, men mange er også aplit- eller pegmatittfylte. Således er det nord for Hesnes en mengde små og større steiltstående aplitganger med strøk nær Ø—V, som tiltar i antall etter som vi nærmer oss og kommer inn i det mørke partiet syd for Moisanden. Andre steder kan aplitgangene ha andre retninger, de kan f. eks. være flattliggende. At spaltene for en del er aplittfylte viser at granitmassivet

⁵ Bugges argument at de mørke partiene i granitmassivet ligger i strøket av amfibolitdragene i omgivelsene, holder stikk bare for en liten del. De mørke partiene har en langt større utbredelse enn amfibolitene.

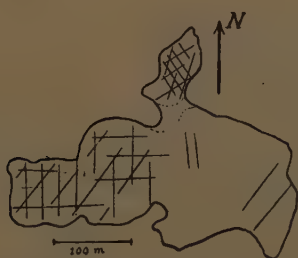


Fig. 2. Steiltstående sprekkesystemer i hovedgraniten på Vaholmen.

ble utsatt for ensidig trykk allerede straks etter at det var størknet. Trykkets retning kan ha vært omtrent loddrett på skifriheten av det omgivende gneiskompleks, og det kan derfor ha vært en ettervirkning av den orogenese som ga opphav til gneisbergartene. I enkelte partier av granitmassivet, særlig i nærheten av grensene, finner en at komplekset av spalteretninger som helhet har en litt annen orientering. Et eksempel på dette ser vi på Vaholmen, en av holmene innenfor Hesnesøya (fig. 2). Den største (sydlige) delen av holmen har normale spalteretninger (likesom Rosseknipen og holmene omkring), men den lille halvøya mot nord viser en dreining av hele sprekkekomplekset. Dette kan vel skrive seg fra bevegelser i grensepartiene på slutten av størkningsperioden. De parallelle sprekke har dels en avstand på flere meter, slik at bryting av store blokker er mulig, dels kommer de meget tettere på hverandre og følges da gjerne av sprekker i uregelmessige retninger. Det er klart at fjellet i det siste tilfelle er særlig utsatt for nedtæring, og det er nettopp i dalsøkk en gjerne finner disse tallrike og uregelmessige sprekke i graniten. Granitmassivets typiske kollete overflateformer har vel derfor sin viktigste og opprinnelige årsak i tektonikken: massivet har tydeligvis delt seg i blokker som har beveget seg litt mot hverandre slik at det er blitt mer og mindre oppknuete soner mellom dem. De mørke typene er som regel meget mer oppsprukket enn hovedgraniten, slik at de skulde være særlig utsatt for erosjon, og dette er vel den viktigste grunn til at de gjerne opptrer i dalsøkk og lavtliggende partier omgitt av oppragende berg av hovedgraniten. Kanskje har disse typene vært utsatt for forholdsvis sterke trykk-krefter og bevegelser allerede før hovedgraniten kom på plass. I sammenheng med sprekke-dannelse og bevegelser i granitmassivet kan også nevnes at enkelte slip av graniten viser kvarts med kraftig undulerende utslukking og plagioklas med bøyete tvillinglameller.

Grensesonene.

Granitmassivets østgrense passerer mellom Ryvingen, som består av normal grov granit, og den lille holmen Skåla, som består av sterkt oppsprukken kvartsit uten synlige merker etter granitens nærhet. Grensen stiger opp av sjøen ved Plassene (Ruaker) og Bukjær, 1.5 km SV for Haslatangen. Den er helt skarp, og graniten står med full kornstørrelse inn til amfibolit. Det er litt flusspat i graniten og ubetydelig biotitdannelse i amfiboliten ved selve kontakten, men ellers er amfiboliten uforandret. Den er gjennomsett av små aplitganger; et par større ganger noen hundre meter fra grensen, i knausen »Kråka«, er synlige fra sjøen. Liknende forhold har en ved hovedvegen ved Birketveit, en god kilometer syd for Engene kapell. Grensen kan her studeres nøye i den friske skjæringen, som er flere meter høy (vegen er utvidet for noen få år siden). Graniten står med full kornstørrelse inn til en knivskarp vertikal grense mot amfibolit (fig. 3). Et par steder går apofyser noen få centimeter inn i amfiboliten, og tett ved grensen inneholder graniten tallrike skarpkantete bruddstykker av amfiboliten, bare noen centimeter store, videre en del sovelkisterner som vel skriver seg fra amfiboliten. I en sone på $1\frac{1}{2}$ m's tykkelse nærmest grensen er granitens ellers sterkt røde feldspat nesten helt avfarget, slik at bergarten er gråhvit; det ser ut som en reduksjonsprosess har virket. Noen meter inne i graniten ser en et par større ($1\frac{1}{2}$ m) bruddstykker av amfibolit; de har fullkommen skarp grense mot graniten. Et par hundre meter lenger fra grensen (mot SV) er der i vegskjæringen et flere meter langt stykke av gneiskomplekset innesluttet i graniten. Det er tydelig at denne inneslutningen er langt på veg til å assimileres av graniten: den er delt opp i to grener som er nesten skilt fra hverandre, og bare de mørkeste båndene i hver gren er lett synlige. Den har tydeligvis bestått av løsere bergarter som glimmerskifer og glimmerrik gneis. Videre nordvestover fra Birketveit er grensen meget overdekket på et langt stykke. Gneisbergartene ser her ut til å være temmelig kompakte og upåvirket av graniten. Ved vegen forbi Temsevatn til Rykene står en større aplitmasse et par hundre meter utenfor granitgrensen. Ved nordgrensen er forholdene kompliserte. I høydedraget mellom linjen Håbestad—Nilsvoll og Nidelva er det sydligst normal grov granit. Den blir nordover stadig rikere på inneslutninger av gneisbergarter, og vi kommer gradvis over i gneisbergarter med vekslende strøk og fall, tett gjennomsett av røde

granitiske ganger og større masser. Selve gneisbergartene har her også for en stor del antatt granitens røde farge. Videre nordover får gneiskomplekset igjen stort sett sitt normale strøk og fall, men gjenomvirkningen med granitmateriale er fortsatt intens. Aller nordligst, ned mot elva, står en stor langstrakt masse av kompakt delvis aplitisk lyserød middelskornet granit, meget forskjellig fra hovedgraniten, men utvilsomt sammenhørende med den. Liknende forhold finner en i mer begrenset omfang langs granitens vestgrense. Vi kan merke oss at omkring toppen av Fjæreheia, hvor granitgrensen er noenlunde parallell med gneisbergartenes skifrig-
het, er granitens virkning på



Fig. 3. Fotografi av grensen granit—amfibolit i vegskjæring ved Birketveit. Lengden av det synlige stykket av grensen er ca. 2 m.

gneisene forholdsvis ubetydelig og lokal. Langs SV-grensen av graniten, fra syd for Fjære kirke og ut mot skjærgården, er det atter en meget intens gjennomveving med granitmateriale i gneisene. Fig. 4 er et kart over dette strøket i større målestokk. Forholdene er analoge med dem ved nordgrensen; også her går grensen tvers på gneisstrøket. I en sone nærmest grensen, som f. eks. ved gården Ødeugland, er gneisen oppbrutt og deformert av granitiske ganger og samtidig for en stor del sterkt rødfarget. Videre utover i strøkretningen blir strøk og fall stort sett normalt igjen, men granitgjennomvevingen og rødfargingen av visse bånd i gneiskomplekset fortsetter. I høydedraget mellom Fuhrs gartneri og Grimstad kirke, og likeså i høyden ved Vikkilen øst for kirken, trer større masser av finkornet (aplitisk til kvartsporfyrisk) granit i dagen. Disse er delvis fulle av gneisinneslutninger og danner vakre eruptivbreksjer som tydelig viser de forskjellige gneisbergartenes reaksjon overfor granitsmelten. Bruddstykker av glimmerskifer og glimmergneis kan vise seg som svake

»nebulitiske« rester i graniten, mens f. eks. amfibolitbruddstykker ser helt uforandret ut med sine skarpe grenser og sin sterkt avstikkende farge. Dette stemmer med de omtalte observasjoner fra NØ-grensen ved Birketveit. Likeså har vi her ved SV-grensen et eksempel på amfibolit som står uforandret like inn til hovedgranitens grense, nemlig ved gården Naksbie ved hovedvegen til Arendal. Eruptivbreksjer finnes også i det smale deformerte og oppbrutte gneispartiet langs den andre siden av Vikkilen rett øst for Grimstad kirke. Dette partiet fortsetter sydover som intenst granitgjennomvevete gneiser som opptar det meste av Rønnes-halvøya. Foruten sterkt rødfargete gneiser har vi her, som i de omtalte tilsvarende områdene, mange små ganger, aplitiske og pegmatitiske, som krysser gneisene i forskjellige retninger. En stor aplitmasse står tett ved grensen innerst i Østerskilen, ved Ulenes. Gneispartiet på Rønnes-halvøya er delt tversover ved et bredt belte av granit, som kommer i fortsettelsen av den nevnte høyderyggen mellom Fuhrs gartneri og Grimstad kirke. Den vestlige halvdel av dette granitbeltet, ut mot Grimstad havn, er finkornet og nærmest aplitisk, men like sterkt rødfarget som hovedgraniten. Den østlige halvdel, som også fortsetter videre østover til Rosseknipen, ser ut som en direkte fortsettelse av denne aplitiske massen, men den består av normal grov granit. Grensen mellom de to halvdelene er ikke synlig, men der er en brå overgang i kornstørrelse, og det er sannsynlig at den aplitiske delen er en selvstendig masse, slik som den er avlagt på kartene fig. 1 og 4, og ikke bare en facies av hovedgraniten. SV-spissen av Rønnes-halvøya er en rund bergknaus med avvikende strøkretninger i gneisene, som er intenst gjennomvevet av til dels store granitiske ganger. Fra sjøen ser en her utmerket hvordan de forskjellige båndene i gneiskomplekset er mer og mindre rødfarget etter sin natur: glimmerrike bånd er sterkt røde, kompakte kvartsrike gneiser og amfiboliter helt upåvirket. Det samme ser en på den andre siden av Østerskilen, på halvøya med Rosseknipen. Her er sterkt rødfargete gneisbånd hyppige i partiene nærmest kilen. Men i den ytre (østlige) delen av gneispartiet mangler slike bånd nesten totalt. Bergartene er her vesentlig meget kompakte gneiser, til dels ren kvartsit, med noen smale bånd og småpartier av amfibolit. På den lille østligste odden hvor granitgrensen dukker ned i sjøen står også kvartsit og amfibolit. Noen små granitiske ganger setter her igjennom, som også ellers nær grensen, og der er tegn på bevegelse (flater med friksjonsmerker)



Fig. 4. Geologisk kart over Fevik-granitens sydvestlige grensesone. 1. Finkornet granit, vesentlig aplitisk. 3. Finkornet granit med gneisbruddstykker, og deformert gneis med tallrike granitiske ganger. 4. Delvis rødferget gneis med granitiske ganger. 5. Gneisbergarter påvirket av graniten; strekingen angir strøkretingen. Hvitt er overdekket. Det skraverte er Grimstad by. Ekvridistanse 30 m.

(Merk forskjellen mellom 4. og 5., som på klisjéen er blitt mindre markert enn tilsiktet!)

tett ved grensen. For øvrig er grensen helt skarp, som overalt hvor sidestenen er kompakt. Nord for selve Rosseknipen ligger i et dalsøkk et smalt gneisparti inneklemt mellom oppragende granitberg, — fortsettelsen av det nordlige gneispartiet på Rønnes-halvøya. Bergartene ser her ut til å være kompakte gneiser som ikke er nevneverdig påvirket av graniten; vi må jo også vente at vi her har fortsettelsen i strøketningen av de kompakte gneisene på sydsiden av Rosseknipen. Granitgrensen er videre østover dekket av sjøen, men det kan i hvert fall sies at den passerer mellom vestspissen av Hesnesøya og det lille skjæret Soba et par hundre meter sønnenfor, som består av amfibolit (isskurt i retning SØ). De to små holmene innenfor Hesnesøya som på kartet fig. 1 er merket med et kryss, består vesentlig av normal grov granit, men for en del av gneisbergarter og eruptivbreksje. Gneisenes strøk og fall er ikke langt fra det vanlige, men det er likevel mest rimelig å anse disse små gneispartiene som fritt svevende inneslutninger. En liknende større inneslutning er inntegnet på kartet nær granitmassivets nordgrense, ved Håbestad; den har strøk og fall helt forskjellig fra det normale. Det som her kalles »normalt« strøk og fall er det som gjelder for storparten av de gneisbergartene som grenser inn til graniten; det er S 10° — 15° V og steiltstående. Langs N-, V- og SV-grensen har gneisene overveiende denne stilling. Ved NØ-grensen blir strøket mer vestlig, slik at det ute ved Søm og Hasla er omtrent NØ—SV.

Når visse bånd i gneiskomplekset, tydeligvis de opprinnelig minst kompakte (særlig glimmerrike), er rødfarget inntil en betydelig avstand (enkelte steder 1.5 km og mer) ut fra granitgrensen i strøketningen, så er det rimelig å tenke seg at det er sterkt mobile restoppløsninger fra granitens størkningsprosess som har vært virksomme. Det opptrer jo sammen med rødfargingen av disse båndene svermer av røde aplit- og pegmatitganger. Og det faktum at de kompakte delene av gneiskomplekset ikke er påvirket, selv tett ved grensen, viser at det virksomme agens ikke har spilt noen rolle uten der det har kunnet gjennomtrekke bergarten mer eller mindre fullstendig. Dette tyder videre på at temperaturen under prosessen må ha vært lav i forhold til mineralenes smelte temperaturer. Prosessen har derfor fysikalsk-kjemisk karakteren av en virkelig granitisering, men den er utpreget lokal, og vi kan for en gangs skyld si noe mer bestemt om opprinnelsen av den virksomme »ichor«.

Siste gang jeg besøkte Fevik-granitens område var sommeren 1938, og det meste av markarbeidet ligger enda lenger tilbake i tiden. Det ble utført for stipendier av Professor Rathkes Legat. Studiet av Fevikgraniten kom opprinnelig i stand etter et forslag av min daværende lærer og overordnede ved museet, professor Jakob Schetelig.

SUMMARY

Fig. 1 is a geological map of the Fevik-granite (situated on the Skagerrack coast just NE of Grimstad) and its immediate surroundings. Legend:

1. A series of adamellitic rocks more and less rich in biotite and partly hornblende, older than the main granite.
2. The main granite, red, coarse grained.
3. Fine grained granite, mainly aplitic.
4. Crystalline schists partly red coloured and cut by granitic dikes.
5. The surrounding gneiss complex. The lines give the strike directions. The dip is mostly nearly vertical.

RP. Large rhomb porphyry dike. — D. Diabase dike (Hesnesøy).

The oldest of the adamellitic rocks are the most basic ones. The younger members grow continuously more acid, and there are truly granitic types connecting the series with the main granite as the youngest member. The whole series may be due to magmatic differentiation. However, it is more probable that the Fevik-granite is of palingenic origin, like other Archaean granites. Then the adamellitic magmas may have formed through a granitisation process which was interrupted by solidification before the composition had become really granitic, the material being probably micaschists and similar rocks in the gneiss complex. The main sets of joints have fairly constant directions all over the granite massif. Nearly vertical joints run approximately N—S, E—W, NE—SW, NW—SE; one or more of these directions predominate in nearly all localities. In addition there are often nearly horizontal joints. Many of the joints are filled with aplite or pegmatite. The stress which has caused these regular sets of joints may have been approximately perpendicular to the schistosity of the gneiss complex around the granite, and it must have acted already during the solidification process of the granite. The boundary of the

granite massif is quite sharp where the adjacent rock is compact like quartzite or amphibolite (fig. 3). In other cases, where the boundary cuts across bands of looser rocks like micaschist, granitic material has penetrated these bands colouring them red up to more than 1.5 km from the boundary in the strike direction. Fig. 4 is a map of the SW boundary zone of the granite, where such phenomena are particularly predominating. In the areas with red-coloured gneiss bands also aplitic and pegmatitic dikes are abundant. The red-colouring therefore seems to be due to the action of highly mobile residual fluids from the solidification process of the granite, and thus it has the character of a real granitisation process, the origin of the "ichor" being in this case more definitely known.

Oslo, Mineralogisk-geologisk museum, januar 1945.

Ms. rec. Jan. 10, 1945.

THE THERMODYNAMICS OF THE EARTHS CRUST

II

On the Theory of the Origin of Folded Mountains.

BY

HANS RAMBERG

With 7 figures.

CONTENTS

Introduction	p. 307
The different steps of the mountain making process	307
(1) The geosyncline period	308
(2) The orogenesis	309
(3) The period of cratogenesis	310
The geological and physico-chemical principles underlying the theory	310
Description of the theory	317
Summary	325
Acknowledgements	326

Introduction.

The origin of folded mountains is by most investigators considered as a problem of tectonics; according to my view, however, the orogenesis is as much a problem of regional metamorphism and granitisation. The intimate connection between folded mountain chains on the one hand and dynamothermal metamorphism and granitisation on the other hand has made me try to work out a new theory pertaining to some questions concerning the origin of folded mountain chains. In the following few pages the principal feature of the theory is discussed.

The Different Steps of the Mountain-Making Process.

The evolution of folded mountain chains is a combination of the most varying and interesting geological processes. Mountain chains have their typical tectonics, they have their typical magmatic activity, their characteristic regional metamorphism and granitisation, and last but not least each step of the mountain-making process has its typical geomorphology. These, and many other geological and geophysical

phenomena must be taken into consideration in a general theory of the origin of folded mountains.

Thanks to the studies of the pre-Cambrian formations in the last decennia we know in general the architecture and composition of the folded chains from the deepest sections laid bare in the pre-Cambrian peneplains up to the highest sections of the recent mountains. The studies of the sedimentary facies and the tectonics of older and younger folded mountains have also enabled us to get an understanding of the main feature of the evolution of a folded mountain chain. We know in general the movements and other processes, as, for instance, the metamorphism and the igneous activities which have taken place during the development of mountains. But the causes of these processes, the forces and potentials which must exist in the earth's crust, and drive the whole mountain-making process, are by far not made out. This paper deals with the potentials of a mechanical and a chemical nature existing in the earth's crust during a period of orogenesis.

For this purpose we shall first give a short description of the evolution of a folded mountain chain in accordance with the view of those in authority.¹

The complete evolution of a folded mountain is commonly divided into three epochs, viz.: (1) the *geosyncline period* or the *thalattogenesis* (Kober), (2) the *orogenesis* itself or the period of *tectogenesis*, and (3) the period of *cratogenesis*.

(1) The geosyncline period. (The thalattogenesis). The metamorphic sedimentary rocks found in every real folded mountain of any geological age show that the high mountains consist of the raised and folded floor of the oceans. An ocean depression or a geosyncline seems to be a necessity for the origin of a folded mountain chain. The mountains are born in the geosynclines, as it is often said. This is a fact which is definitely ascertained by the classic works of Dana, Haug, Schuchert and others.²

¹ See the references in H. Cloos, "Einführung in die Geologie". Berlin 1936, pp. 456—458.

² J. D. Dana: "On Some Results on the Earth's Contraction from Cooling". Am. J. Sci. Vol. 5. 1873, p. 430. E. Haug: "Traité d. Géologie". 1908—1911. Vol. 11. Ch. Schuchert: "Sites and Nature of the North American Geosynclines." Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 34, p. 151.

The facies study of the sediments of the folded chains indicates that most of the geosynclines are no primary features of the earth's crust, but that they are depressed continents, while other mountains perhaps are raised ocean basins which may have existed from the beginning of the solid crust.

The geosynclinal period is characterized by basic plutonic and sub-marine volcanic activity.

(2) The orogenesis. (The period of tectogenesis.) The period of orogenesis which follows the geosyncline period is characterized by a horizontal stowing of the basement, and of the sediments and the effusives in the geosyncline. The continents around the geosyncline move towards each other. During this movement the sediments and lavas in the geosyncline are folded, over-folded, and over-thrust. Also the rocks of the old basements are foliated and stowed together. The whole process gives one the impression that the earth's crust beneath the geosyncline is plastic, while the continental blocks are hard, brittle, and unplastic. However, in my opinion, the yielding of the geosyncline and the resistance of the continents are not due to any difference in the physical properties of the rocks of the geosyncline and those of the continents; but it is the forces which do not act to the same degree in the two places that make the difference. *The horizontal stress which causes the compression of the crust only acts in the geosyncline region, and does not effect the continental blocks.*

The regional metamorphism and the granitisation of the folded chain are most intensive during the tectogenesis, but it is reasonable to assume that the metamorphism extends into the cratogenic period as well as backward into the geosyncline period.

The metamorphism is characterized by a continuous increase of the P, T values from the rigid frontiers towards the plastically folded central zones of the mountain chains. In the most intensively metamorphosed parts the granitisation occurs with its diffusion of the dispersed granitic substance into the folded rocks. Granite pegmatites are usually encountered in the basic rocks of the granitized areas, while the quartz veins and alpine veins exist in the low grade metamorphic areas.

Considering the cratogenic elevation of the central parts of the folded chain after the period of most intensive metamorphism (the tectogenesis), and the greater denudation of the central zones than

along the frontiers, the horizontal increment of the P, T-values during the metamorphism is perhaps only a result of the vertical P, T-gradient.

The characteristic plutonic activity of the orogenesis or tectogenesis is granitic and granodioritic. More or less conformable batholiths of these rocks appear in the central zones of the folded chains. There is an apparent connection in space and time between the granites on the one hand, and the metamorphism and granitisation on the other; the metamorphism and granitisation increase towards the granitic masses.

(3) The period of cratogenesis. During this third and finishing period the whole folded chain is elevated *en bloc* thousands of meters, giving the geographic mountains with their peak, ridges, and high plateaus.

The cratogenic elevation probably takes place at the same time as the orogenic horizontal compression, but the cratogenesis survives the orogenesis, and occurs as the final process which carries the evolution of the folded mountain chains to completion.

The so-called post-kinematic granites, and the last step of the metamorphism and granitisation probably occur in this period. Acid volcanic activity is perhaps also bound to the period of cratogenesis.

To summarize: During the evolution of the folded chain a centripetal sinking movement first occurs (the thalattogenesis); this is followed by horizontal movements near the surface of the earth (the orogenesis), and, finally, a vertical elevating movement raises the folded crust (the cratogenesis). The sinking is accompanied by basic igneous activity; the horizontal stowing and the elevation are accompanied by acid granitic magmatic and metasomatic activity.

The Geological and Physico-Chemical Principles Underlying the Theory.

The knowledge of the isostatic conditions of the different steps of the mountain-making process is of fundamental significance for the following theory. Our knowledge of the evolution of mountain chains is a result of geological studies of recent and older folded chains. But such studies cannot tell anything of the isostatic conditions of the two earliest periods of the mountain-making process:

the geosyncline period and the period of orogenesis. For the isostatic properties are investigated directly by gravimetric measurements.

The direct gravimetric study of an existing geosyncline will be of the greatest interest for the understanding of the origin of folded mountains. It would seem reasonable that the recent ocean basins represent geosynclines of future mountains. If so be the case the geosynclines, which represent the first stage of the mountain evolution, as well as the last step — the recent geographic mountains — are in isostatic equilibrium. Or more exactly, the geosyncline (ocean) shows a small mass surplus while the high mountain shows a small mass deficiency.³

The fact that the earth's crust is in isostatic equilibrium regardless of it being occupied by geosyncline depressions or high mountains demands a special interrelation between the forces which drive the mountain-making process and the average specific gravity of the part of the crust which is included in the process. With reference to the crust above the level of isostatic compensation, the average specific gravities of the rocks beneath the geosyncline depression are, as we know, greater than the specific gravities of the rocks in the continents or the mountains. The rocks beneath the high mountains are lighter than the average continent rocks.

It is the horizontal compression — the orogenesis itself — which is the most conspicuous process during the birth of folded mountains. The horizontal forces are therefore commonly over-valued and regarded as primary, while the vertical movements and the variation of the specific gravity of the crust are looked upon as secondary phenomena. The present theory, however, is based on the hypothesis that the variation of the average specific gravity of the earth's crust is the primary phenomenon; *the vertical depression is caused by an increase of the average specific gravity of the crust. The compression and folding movements are secondary, and result from a plastic flowing together of the existing depression. The cratogenic elevation of the folded crust results from a decrement of the average specific gravity of the rocks.*

A probable reason for the increment of the average specific gravity of the sinking geosyncline, is a mixing of the light sial sphere

³ E. Tams: "Grundzüge der physikalischen Verhältnisse der festen Erde." I. Berlin 1932, pp. 147—181.

with the heavy lower sima sphere below the depression (simatisation of sial). But such a heavy sunken area is not thermodynamically stable during geological periods in spite of the isostatic compensation of it and in spite of the crystalline state of the sial and sima. Because of the metamorphic plasticity of the solid rocks the basin must flow together as would any other depression in a plastic mass. During this flowing together of the geosynclines, the crust and its sediments are folded and elevated in a manner which corresponds to the process of orogenesis and cratogenesis as summarized above.

We shall now make it reasonable that the mountain chains of the earth are formed in this way; we shall furthermore prove by means of physico-chemical laws in connection with our view of the geology of the earth that any geosyncline-like depression in the earth's crust is unstable and must generate phenomena similar to the upfolding of mountain chains.

Before we turn to the discussion of the theory we shall briefly consider the architecture and composition of the outer layers of the earth and the most significant physico-chemical laws of the solid crystalline rocks.

It is generally believed that the earth's crust consists of an external granitic shell of about 20—40 km thickness, (the sial), and an internal basaltic or gabbroic layer (the sima).⁴ (As we shall see later the "crust" of the earth is a relative, time-dependent conception. For long existing strain the crust is plastic up to the highest levels; for short existing strain the plastic flow only takes place in the depth, and the upper parts are brittle. The longer the strain exists, the higher up in the solid crust does plastic flow develop.)

The granitic shell (sial) is crystalline throughout. The upper parts of the gabbroic shell (sima) are also crystalline; it is, however, possible but not very reasonable that the deeper sections of the gabbroic sphere are molten or vitreous. It is the level of isostatic compensation which seems to exist in a definite depth (about 100 km), and the universal basaltic eruptions (the plateau basalts) which have created the conception of a molten or vitreous substratum of basaltic composition. But both these phenomena can also occur when the earth is crystalline below the level of the isostatic compensation. An isostatic compensation is able to take place in crystalline state due to

⁴ E. Tams. *op. cit.*, pp. 58—59.

the metamorphic plasticity of the rocks in the depth. (Gravimetric observations show that the level of the isostatic compensation is not constant, but ranges between about 120 and 60 km.⁵ This is in agreement with the theory that the isostatic compensation takes place in crystalline rocks; in that case the level of the compensation is dependent on the length of the time in which the isostatic tension have existed. The longer the duration of gravimetric and isostatic instabilities, the higher the level of compensation. The basaltic igneous activity can be explained by a remelting of the crystalline rocks caused, for instance, by heat liberated during adjustments of equilibria in the interior of the earth.)

We must remember that geophysical data as for instance the penetrability of the earth down to 2900 km for transverse earthquake waves, the deep-seated foci of earth-quakes,⁶ and the assumption of an eclogitic⁷ shell below the basaltic shell indicate a crystalline state of the earth down to great depths. (The chemical compositions of eclogite and gabbro are identical; a conception of an eclogitic shell below the gabbroic shell is therefore absurd if the earth is liquid or vitreous at these levels.)

The external parts of the granitic shell is rather heterogeneous including the most varied rocks of sedimentary and magmatic origin. Where the deeper sections of the earth are laid bare, however, we find a more homogeneous granitic rock (the pre-Cambrian penepains).

The heavy gabbroic shell naturally enough does not crop out in the continents, and it therefore escapes direct observation.

One of the most important physico-chemical properties of the rock is, for our theory, the peculiar plasticity in crystalline state under high pressure and long existing stress. The great pressure existing in the depth of the earth, and the long time the reactions here have at their disposal during geological periods give the crystalline state properties in common with both solids and liquids. For long existing stress the crystalline matter flows like melts, for short existing stress the crystalline matter is rigid and brittle. However, it is important to notice that the minerals of the flowing crystalline rocks cannot

⁵ E. Tams op. cit., pp. 132—134.

⁶ Ch. E. Stehn: "Vulkanische Verchijselen en Ardbevingen — — —" *Naturk. Tijdschrift v. Nederl. Indie*. Batavia 1935, p. 22.

⁷ V. M. Goldschmidt: "Der Stoffwechsel der Erde." *Vid-selsk. skr. Mat.-Nat. kl.* 1922, nr. 11.

be mixed homogeneously together like most melts, in spite of the liquid-like flow of the rock minerals.

The metamorphic plasticity is to a great degree of a chemical nature and has connection with migrations of dispersed particles outside and inside the space lattices of the minerals. In addition the plasticity is due to mechanical translations in the lattice, but for our task it is of the greatest significance that physico-chemical processes such as aggregate transitions and diffusion also take place during the plastic deformations of the crystalline rocks.

Another significant property of the crystalline rocks in great depth where the pressure is great and the temperature high, is their great permeability for dispersed particles. The investigations of metamorphic areas prove that especially the dispersed granitic substance is able to penetrate the rock complexes and travel long distances through the solid rocks. The much higher mobility of granitic minerals than of gabbroic under regional-metamorphic conditions is probably due to greater chemical activities of the granitic minerals than of the gabbroic minerals. Quartz, potash feldspar, and acid plagioclase are more mobile than are pyroxene, hornblende, and basic plagioclase. The dispersed particles which penetrate the solid rocks during the metamorphism are therefore enriched in the atoms of the granites, and by consolidation, granitic minerals and rocks effloresce (petroblasthesis).⁸

Along with these empirically found properties of rocks we have to consider some theoretically derived properties of the crystalline minerals. Of fundamental importance for our view is that the vapor tension, or more generally the chemical activity of every mineral, increases exponentially with the external pressure.⁹ This causes an increment of the concentration of the dispersed particles at places of high external pressure, and a decrement of the concentration at places of low external pressure. It is further worth while noticing that the chemical activity of the light minerals increases more rapidly with pressure than does the activity of heavy minerals.

Generally, the last explained properties will result in a dispersion of minerals at high pressure, a migration of the dispersed particles inside and outside the lattice towards low pressure, and a consolidation of

⁸ See H. Ramberg. N. G. T. Vol. 24, pp. 98—111.

⁹ H. Ramberg. Vid.-Akad. Avhandlingar. I. Mat.-Nat. Kl. No. 3. 1944.

the minerals here. In other words, there exists a chemical potential between phases of different external pressure at constant temperature. This potential causes a displacement of crystalline matter by diffusion from high to low pressure in a similar manner as the plastic substances are displaced by mechanical processes. (This does not hold good for the vertical pressure gradient in the earth or any other planet; the minerals will not migrate from low levels where the pressure is high to high levels when the pressure is low if the material between the levels is homogeneous (a monomineralic rock) and the temperature is constant.)

Because of the increase of the chemical activity of substances with the temperature, crystalline matter will be transported by dispersion, migration, and consolidation from high temperature to low temperature. A temperature gradient existing in the opposite direction of a pressure gradient in rocks can therefore compensate for the effect of the pressure gradient, and prohibit the migration.

The effect of the pressure upon the chemical activity of minerals generally causes an increment of the rate of chemical reactions with pressure. The metamorphic plasticity which is mostly of a chemical nature must accordingly also increase with the pressure.

A result of the above mentioned relations is that there exist chemical forces which try to arrange the different minerals in homogeneous concentric spheres after their specific gravities, the lighter above, the heavier below in the gravitational field of the earth. Thus these chemical potentials act in the same direction as do the mechanical forces in the gravitational field of the earth.

A heavy rock lying above a light one thus represents an unstable system mechanically as well as chemically. If the rate of chemical reactions is above zero, the rocks will change places by dispersion, migration, and consolidation, until the chemical as well as the mechanical potentials become least possible.¹⁰

The fact that the deep oceans and the continents with their mountain ranges are in isostatic equilibrium is usually explained by an anticline in the sima beneath the oceans, and a syncline in the sima beneath the mountains. Such an isostatically compensated system is stable only if the rocks above the level of isostatic compensation are

¹⁰ H. Ramberg loc. cit.

completely unplastic, and if the rate of the chemical reactions is equal to zero, i. e. if the equilibria are "frozen out". But, according to the study of metamorphism the rate of reaction of the solid rocks in the crust does not equal zero. The light granites of the continents therefore must flow and migrate over the basaltic shell of the oceans until the boundary between sial and sima has become a gravimetric niveau level, and thus the sial has attained constant thickness. And this flowing together of the ocean basins is identical with the commonly known substructure flow during the orogenesis. (Figs. 1—7, pp. 321—323.)

It is also possible that the heavy ocean basin does not represent an anticline in the sima shell; but that the sima and sial may be mixed together to a relatively homogeneous rock of medium specific gravity in the geosyncline basement. Such a rock consists of the heavy basic minerals: plagioclase and pyroxene; and the light acid minerals potash feldspar, albite, and quartz. In that case the region is unstable too; having long enough time at disposal it must split up through metamorphic differentiation into heavy basic rocks and light acid rocks, and the same processes as described above will take place.

The isostatically compensated basins may also be regarded as heterogeneous mixtures of the sial and sima in the upper part of the crust. The granitic shell may be intersected by sills, dikes, and laccoliths of basic rocks, and thick layers of basalt may rest on the surface of the sial. Such structures are certainly also unstable and must give birth to phenomena identical with those of the orogenesis and the cratogenesis as the stable thermodynamic equilibria are being developed.

Some of the basins from which the chains have raised may have existed as unstable regions from the beginning of the earth's solid crust. But other geosynclines may have subsided later. During this subsidence of the geosynclines the isostatically compensated structure must have appeared with its concomitants: the upwelling of the sima or the mixing of the sima and sial. Since the orogenesis — the development of the stable equilibrium in the geosyncline — takes place by means of the slow regional metamorphic processes, the origin of the unstable geosyncline must be caused by quicker geological processes. The process which creates an instability cannot be as slow as the process which causes the adjustment of the same instability if both reactions take place at the same time.

In geology the quick, violent magmatic phenomena stand in opposition to the slow phlegmatic regional metamorphic phenomena. This is also the case in the development of mountains; *quick igneous processes are supposed to cause the instability of the ocean basin (geosyncline), and the slow regional metamorphic processes again establish the equilibria during the orogenesis.*

The intimate relation between oceans and basaltic volcanism is a conspicuous phenomenon in the earth today. The metamorphic basic lavas of older folded chains also testify to a common basic volcanic activity in earlier ocean basins or geosynclines. Thus the sinking of the Scandic in connection with basaltic eruptions took place about 50 million years ago. The depression of parts of the Indic is usually seen in relation to the eruption of the plateau basalts of Deccan.

The absence of such enormous layers of basalt which are necessary for the thalattogenic depression of the earth's surface thousands of meters below sea level is obviously no indication against the theory. Such a large-sized basaltic body resting on the earth's surface is necessarily not stable; due to isostatic compensation it will soon founder below sea level and avoid observation.

Description of the Theory.

Caused by unknown forces a region of the granitic shell is afflicted by an intensive basic igneous activity. Intrusive and extrusive bodies appear in and on the sialic crust. Gradually the molten sima masses solidify and increase the average specific gravity of the area (fig. 2). According to the empirical laws of isostasy the region must founder; the region is transgressed by the sea, the sediments begin to settle, and the weight of the sediments makes the crust sink farther down (fig. 3).

Now it is believed, as explained at the outset, that the isostatic movements take place in crystalline state. Beneath the sinking area the solid rocks must flow away from the depression towards the surrounding continents (fig. 3). We have seen that the plasticity increases rapidly downwards, i. e. for equal stress the plastic flow is quicker in deeper levels than in higher. The plastic movements which cause the sinking of the geosyncline therefore begin in great depths. The crust above these depths behaves as a rigid body. Suppose that the compensation at first takes place somewhere in the sima shell,

then the surface between *sima* and *sial* must be depressed to a syncline (fig. 3).

As to the conditions in the depths before the depression of the geosyncline took place, we find that the pressure at a given level under the future geosyncline is greater than under the continents.

Consequently there exist pressure gradients along the gravimetric niveau surfaces, pointing from the future geosyncline towards the continents. Such pressure gradients along gravimetric niveau surfaces are certainly not stable; they will cause movements in the substratum away from the future depression towards the continents. These movements are both plastic mechanical flow in the crystalline rocks as well as chemical dispersion, migration, and consolidation. Caused by the movements thus the *sima*-intruded *sial* block will founder until the isostatic equilibrium is attained (fig. 3).

But the crystalline rocks are also metamorphically plastic in higher levels if the reactions have long enough time at their disposal. That is to say, the plastic reactions of chemical and mechanical nature are accomplished in gradually higher levels as time goes on. The rigid block which sank down into the plastic substratum below the level of isostatic compensation, itself begins successively to react in a plastic manner. We realize that below this level of isostatic compensation the different rocks are arranged in concentric shells, and that the thermodynamic equilibria are well under way to complete readjustment. And this level moves gradually towards the earth's surface. If the *sima* is a homogeneous mass nothing will happen until the level of compensation reaches the lower parts of the depressed *sial* shell. Here the attainment of equilibrium causes the granitic masses to flow from the depression towards the continent, and the gabbroic substratum will flow towards the depression and fill this from below (fig. 4). The boundary surface between *sima* and *sial* will become a gravimetric niveau surface as equilibrium is established. As time goes on, however, reactions higher up in the *sial* shell will help to attain equilibrium, and thus the lowest gabbroic bodies in the *sial* are reached by the upward moving level of complete equilibria adjustment. The metamorphic plasticity begins to work at these high levels, and the heavy basic bodies begin to sink down through the light granitic shell (fig. 5).

The weight of the heavy gabbroic masses increases the chemical activities of the granitic minerals along the lowest boundaries of the gabbros, and the dispersed granitic substances diffuse upwards pene-

trating the gabbros inside and outside the minerals, and consolidate in the sial above the gabbros and in greater openings in the gabbroic masses where the pressure is low (pegmatites). At the same time the sial flows in a plastic manner around the basic masses, the gabbros making their way down to their stable niveau — the basic substratum. Thus the gabbros lying in successively higher levels gradually sink down through the granitic shell; and the granites from the surroundings occupy the spaces of the sinking gabbroic bodies.

The thick basalt layer covering the granitic shell in the geosyncline has now been covered by relatively thick layers of sediments. (Sediment series of 10—15 km thickness are not unusual in folded chains, as we know.) Under this heavy load the pressure is relatively great and it is reasonable to assume that the reaction in the crystalline state after a sufficiently long time also will take place here.

The granitic rocks below the basalt layer begin to flow under metamorphic-plastic conditions. Dispersed granitic particles migrate upwards through the basic layer and consolidate in the sediments above where the pressure is low (granitisation). At the places where the pressure is lowest — in fissures and other openings — the dispersed granitic phase is highly supersaturated and it will crystallize, forming granite pegmatites.

The basalt layer sinks through the sial, and the orogenesis itself takes place in its most typical manner (fig. 6).

The conditions in the sediments and the continents in one and the same depth (niveau surface) are characterized by the fact that the pressure is lower in the sediments than in the continents. The crystalline plastic flow which now begins to work in these high levels also, causes therefore the granites of the continents to flow towards the geosyncline below the sediments, between these and the sinking basaltic layer. This flowing together of the geosyncline is identical to the substructure flow of the orogenesis; it must cause a horizontal compression of the outermost rigid parts of the crust, and of the sediments in the geosyncline.

Diapiric granites may appear during the crystalline flow: the solid granites which flow more or less horizontally below the sediments are able to press themselves upward through the sediments at places where the pressure is low.

The pressure potential existing between the substructure below the continents and below the geosyncline will not only cause a

mechanical flow of the sial; also a diffusion of the materials from the continents towards the sediments takes place. Because of the difference in pressure between continents and geosyncline in the same niveau the chemical activity of the granitic minerals below the continents is high, below the sediments low. Accordingly the granitic "ichor" will form in the sial of the continents, migrate slowly towards the oceanic depression, and consolidate there. Also in that way granites of apparently magmatic origin may appear. By a slow gradual accumulation of quartz, and sodium and potash feldspar in the sediments, greater bodies of granite may eventually occur. By this growing of granites, the surrounding sediments may be folded and upset — tectonical phenomena which surely are of secondary importance in relation to the flowing together of the geosynclinal depression.

This is a simple and natural explanation of the process of granitisation. The granitisation is nothing but a contact metasomatism of regional dimensions occurring around the crystalline granitic shell of the earth's crust. (The granitic "ichor" is not a separate liquid phase penetrating the rocks. It is only those atoms of the solid minerals (and solutions) which possess so great kinetic energy that they are able to jump from point to point inside and outside the lattice.)

It is thus an incontrovertible fact that there exist forces in the crust which will initiate and uphold a plastical flowing together of every oceanic depression, resulting in orogenic movements and typical granitisation of the folding chains. The mountain chains with their characteristic granitisation are the visible testimonies of the adequacy of the existing forces — the chemical equilibria in the crust are not "frozen out" and the rate of reaction is not equal to zero.

We have now explained the depression of a geosyncline in the crust, the orogenesis with its substructure flow and stowing of the geosyncline, and the granitisation phenomena. The regional metamorphism and the cratogenic elevation of the folded area — phenomena which are typical for the further evolution of the folded chain — also demands an explanation in harmony with the theory.

The pressure increase during the metamorphism may be explained by the vertical pressure gradient of the earth and the compression pressure from the continent blocks. The increase of temperature during the metamorphism of the folded chain, however, cannot be explained exclusively by the temperature gradient of the earth. Heat must be brought into the geosyncline from without. The most probable explan-

Sial

Fig. 1. Ideal gravimetric and isostatic equilibrium in the earth's crust. The light sial is arranged in a concentric shell above the heavy sima.

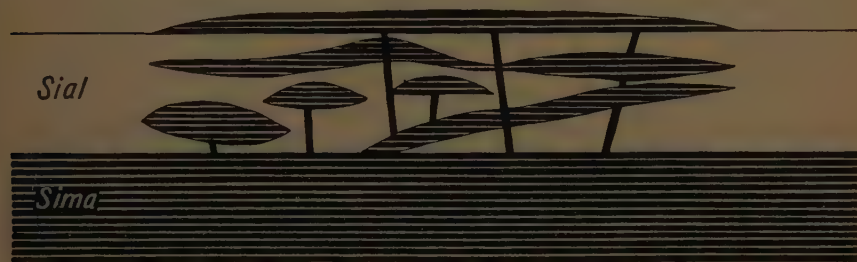


Fig. 2. The ideal gravimetric and isostatic equilibrium is disturbed by intrusion and extrusion of molten sima into the sial shell, and on the earth's surface. The gravimetric equilibrium is disturbed since a heavy gabbroic layer exists above the light granitic shell in the gravitational field, and since heavy gabbros and light granites are heterogeneously mixed in the sial shell. Isostatic equilibrium does not exist since the weight of the superincumbent load at a given level is greater below the disturbed area than below the unaffected surroundings.



Fig. 3. The isostatic equilibrium is well on the way to complete attainment due to plastic flow (of chemical and mechanical nature) below the level of isostatic compensation in the sima substratum. Still the gravimetric instability exists (see fig. 2).

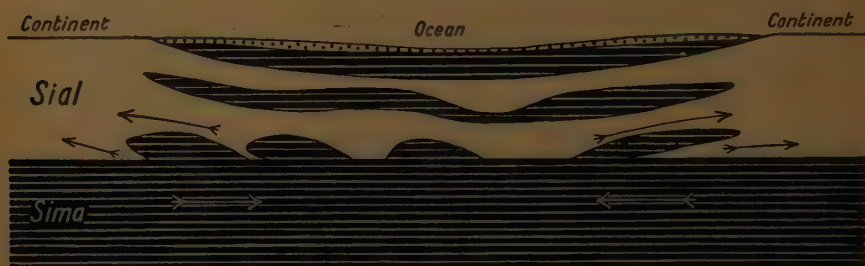


Fig. 4. The level of isostatic compensation and of complete thermodynamic equilibrium (p. 318) has reached the lowest parts of the sial shell. The sima flows towards the depression, and the lowest sial mass flows away from the depression towards the continents (the arrows on fig. 4). Some of the gabbros lying in the lowest parts of sial have sunken down in the sima.



Fig. 5. The reactions take now place to a considerable amount at higher levels in the sial. The gabbro masses which lay in the deepest sections of the sial have already reached their stable niveau — the sima substratum. The gabbros and basalts lying in higher levels sink down through the solid sial due to migration of dispersed granitic matter upward through the gabbros (the stipled arrows), and plastic flow of sial around the gabbros and basalt layer (the solid arrows). The ocean begins slowly to flow together in a plastic manner.

ation is that the heat causing the metamorphism is brought into the sediments with the granitic "ichor". But this is not caused by the cooling of a superheated "ichor"; rather it seems to be due to the heat of crystallization liberated during the consolidation of the granitic "ichor" in the sediments. (Consolidation of the migrating dispersed atoms of the minerals.) During this liberation of heat the temperature of the sediments increases and causes the regional metamorphism. The heat liberated may also be great enough to melt parts of the sial giving paligenic magmas and acid volcanism. Thus the heat can be

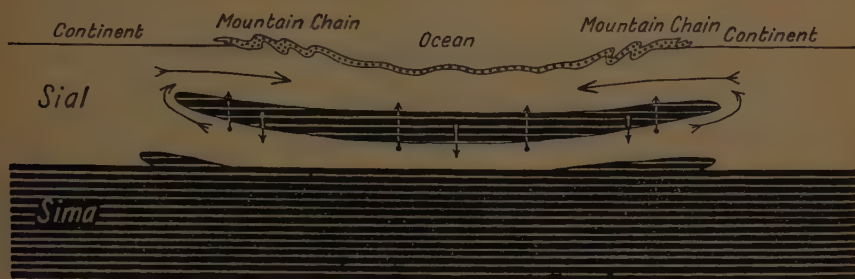


Fig. 6. The reaction even in the highest parts of the crust has now had sufficiently long time to effect great movements and transport of matter. The thick basalt layer which rested on the ocean bottom in the previous periods will now sink down through the solid sial. The dispersed granitic substances which migrate upward through the basalt layer cause a granitisation of the geosynclinal sediments. The granitic masses flow and migrate towards the geosyncline, from the continents. During this flowing together of the geosyncline, the sediments and their substratum are folded, and the folded mountains "creep" up from the geosyncline along the coasts.

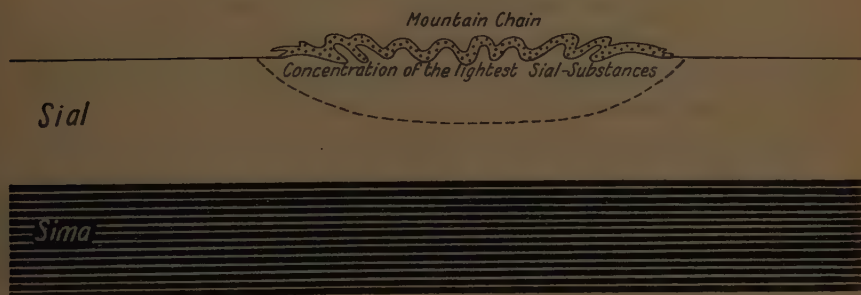


Fig. 7. All the sima masses in the sial have now sunken down to the basic substratum. The geosyncline is completely flown together, the sediments and their floor are folded and the folded and metamorphosed geosyncline is raised above the surface of the continent blocks because of an enrichment of the lightest sialic substances in the folded chain during the granitisation. After a complete denudation of the mountain, the complete isostatic, gravimetric, and thermodynamic equilibrium is again attained as is shown in fig. 1.

brought from places of low temperature (the continents) to places of high temperature (the geosynclines). The sial of the continents is chilled due to the endothermic dispersion of the minerals, the sediments of the geosyncline are heated due to the exothermic process of crystallization. Such a displacement of heat from low to high tempe-

rature demands the liberation of energy which occurs when the sial masses are brought from the high pressure under the continents to the low pressure underneath the geosyncline, and also when the heavy sima masses in the sial sink down to their stable level, viz.: the basaltic shell.

According to this theory we cannot agree with those who demand a root of sial in the sima below a mountain chain. Such a root is not stable, but will soon flow in crystalline state until the depression in the sima is neutralized.

To explain the fact that the mountains which reach thousands of metres above sea level are isostatically compensated, we must therefore assume that the sial masses below the mountains are lighter than the average sial in the continents (fig. 7). In conformity with this assumption stands the low specific gravity of most sediments — the rocks which are assembled in the mountains — as compared with the densities of the "magmatic" rocks of the continents. But the light sediments only occupy the outermost parts of the crust and cannot alone explain the elevation of mountains; the basement rocks below the mountains must also be lighter than the continents. Such light sial masses below the mountains are also in very good agreement with the theory of granitisation explained previously. We must remember that the light granitic minerals are the most mobile minerals according to all petrological experiences, and that the increment of the chemical activity with pressure is greater for light minerals than for heavy ones (see p. 314). That means that the elements of light minerals are selected during the migration from the continents towards the geosyncline and the folded chain. *The lightest minerals are concentrated in the mountain chain by the process of granitisation during the orogenesis and the cratogenesis.* In that way the folded region must rise above the average level of the continents in accordance with the laws of isostasy.¹¹

¹¹ In order to place the considerations here published in the right relation to the interesting views of v. Bemmelen see for instance: *Geologische Rundschau*, Vol. 26, 1935, pp. 199—267.

SUMMARY

(1) The ideal thermodynamic, gravimetrical, and isostatic equilibrium is attained when the light granitic minerals are arranged in a concentric shell above the heavy basic minerals in the earth's crust (fig. 1).

(2) Caused by unknown forces this equilibrium is disturbed by intrusion and extrusion of basaltic magma into the granitic shell, and on the earth's surface (fig. 2).

(3) As the first response on this disturbance of the equilibrium, the area founders due to plastic movements in relatively great depth where the chemical migration processes are rapid (below the level of isostatic compensation) (fig. 3).

(4) As time goes on, however, the slow reactions in gradually higher levels attain geological importance, and the solid sima masses sink down through the solid sial, successively reaching their stable level — the sima substratum. The sinking of the gabbros and basalts through the solid sial is effected by migration of granitic atoms (K, Al, Si, Na) upward through the gabbros inside and outside the mineral lattices; and by mechanical and chemical plastic flow of the granite around the gabbro masses (fig. 4).

(5) In sufficiently long time after the disturbance of the ideal equilibrium (point (1)) and after the depression of the geosyncline (point (2)), the slow chemical reactions cause plastic flow and migration in solid state even in the highest parts of the crust. The floor of the geosyncline, and the sediments get plastic, and the geosynclinal depression flows together as every depression in any plastic mass. This process is the real orogenesis or the tectogenesis (figs. 5 and 6).

(6) The lightest granitic minerals (potash feldspar, quartz, albite, and muscovite) have the greatest chemical activities or vapor tensions, and the vapor tensions of these light minerals will increase more with a given increment of the external pressure than do the vapor tensions of the basic minerals. During the plastic flow and the chemical migration of matter into the geosyncline from the surrounding continents, the light granitic minerals are therefore selected. The lightest minerals are accordingly enriched in the floor and the sediments of the geosyncline. Because of this selecting process the substances below the

rising mountains are lighter than the substances in the continents, and the folded chains must be elevated above the continents (fig. 7).

The granitisation of the sediments and of the floor of the geosyncline is caused by the consolidation of the dispersed granitic minerals in the geosyncline where the activities of the minerals are low due to the low external pressure here, and due to the chemical incompatibility of the granitic minerals and the Al-silicates of the sediments. The dispersed granitic substances are brought into the geosyncline where the chemical activities are low from the continents where the chemical activities are high. The heat of crystallization which is liberated during the granitisation will create an increment of the temperature in the geosyncline, and accordingly a regional metamorphism. If the increase of temperature is great enough, palingenic granitic magmas may appear in this way.

Acknowledgements.

I want to extend my sincere thanks to Professor Tom. F. W. Barth for friendly criticism of the manuscript. Thanks are also due to Miss R. Smith who has drawn the illustrations, to Miss McClellan for correcting my English and to my wife Mrs. M. L. Ramberg for fair-copying the manuscript. I further wish to express my best thanks to Fridtjof Nansens Foundation from which I have received grants.

Mineralogisk Institutt, Oslo, January 10, 1945.



Ms. mott. mars 1945.

PRÆKAMBRIUM—EOKAMBRIUM I FINNMARK

AV

HALVOR ROSENDAHL

Med 6 fig. i teksten.

Det er nokre problem, som er serskilde for Finnmark på grunn av landelægje, naturtilhøve eller andre serskilde årsaker. Av slike Finnmark-problem er det serleg tvo, som lenge hev vore i gransking og dryfting, og som det hev vore ulike meiningar um, det prækambrisk—eokambriske og det præhistorisk—anthropogeografiske. Eg vil her gjeva eit tilskot til utgreiding og klåring av det fyrste av deim.

Det prækambrisk—eokambriske problem er eit Finnmark-problem på grunn av dei serskilde tilhøve ved geosynklinalen og fjellkjederanda her nørdest i den kaledoniske fjellkjeda på fastlandet og på grunn av den aust-finnmarkske autochtone prækambrisk—eokambriske sandsteinlagrekke med dei eineståande merke etter den eokambriske istid.

Glintranda.

Den kaledoniske fjellkjederanda, geosynklinalranda, nordover langs austsida av den skandinaviske fjellkjeda er karakterisert ved overskyving av krystallinsk geosynklinalmateriale. I Sverige er det frå Törnebohms tid kalla sevegrupp, og skyvedekket kunde ein kalla sevedekket. Millom skyvedekket og det prækambriske underlag ligg større eller mindre rester av den underkambriske Hyolithus-sonen, som med basallag ligg i primært lægje på grunnfjellet. Det er glintranda. Skyvedekket kunde ein difor ogso kalla glintdekket.

Glintranda kan ein fylgja inn i Finnmark so langt som til Bojobæske innanfor Alta og Porsangen, ei mil N for Jiesjawre. Men som O. Holtedahl segjer i sin store oversikt over Finnmark i 1918: »Den typiske glintrand kan, i sin gamle skikkelse, ikke forfølges videre østover.«¹

¹ Norges geol. unders. 84, 1918, p. 124.

Det nye, som kjem til ved Bojobæske, er:

1. Fjellrand—grunnfjellgrensa, som minder og minder hev karakter av geosyklinalrand, svingar meir og meir mot aust frå den orosekvente leida i det kaledoniske fjellkjedestroket.

2. Millom det krystallinske skyvedekket og Hyolithus-sonen kjem til syne eit undre skyvedekke av umetamorfe sedimentbergartar, mest sandstein. Det ligg overskove over Hyolithus-sonen, som ogso her ligg på grunnfjellet. Lengst ute stend det att i isolerte fjell, gais-sane,¹ og ein kan difor kalla det gaissadekket. Det stend i fjellranda her, som ein kan kalla gaissaranda, på same måten som det krystal-linske dekket i glintranda.

Ved Bojobæske kjem ein soleis frå glintranda inn i

gaissaranda.

Gaissaranda hev Holtedahl fylgt til Rastigaissa innanfor Lakse-fjorden og meinte ogso i 1929² å kunna fylgja den endå 40 km mot ANA til Antebaktoaive innanfor Vestertana, der det er ein skifer under Porsanger—Tana-sandsteinen. Etter S. Føyns detaljkartlegging og nøgjare gransking i 1933 og 1934³ veit me, at denne skiferen ikkje er Hyolithus-skifer, men ein gamal leirskifer, eldre enn sandsteinen. Nokor skyveflate var heller ikkje å sjå i dette område. Den eldre lag-rekkja ligg her med basallag på grunnfjellet på same vis som lengre aust. Grunnfjellranda gjeng rett mot aust og hev ikkje lenger karakter av geosynklinalrand. I området ved Rastigaissa, truleg noko ANA for Rastigaissa, er det soleis slutt med gaissaranda, og ein kjem inn i

Aust-Finnmarks autochtone eldre og yngre sandsteinlagrekkje.

Ved denne inngangen melder seg spursmåla, korleis det er med:

1. Overgangen millom gaissadekket og den autochtone lagrekkja.

¹ Eg hev halde uppe den gamle skrivemåten, *gaissa*, i staden for den no brukbände, *gaisa*, fordi eg hadde skriva det slik i fig. 1 og 2 og ikkje vilde retta deim. Ogso andre finske ord hev skift skrivemåte både gene-relle umgrip, som *oaivve* — *oaive*, og spesielle namn, som *Gednje* — *Gienä* — *Gædnja*. Til dels skifter skrivemåten etter dialektane, som *njuvëa* (*njuŕčä*) — *njukä*. Burtset frå *gaissa* hev eg prøvt å finna den no bru-kande skrivemåten, som ikkje alltid er den, ein vil finna på karta.

² Norsk geol. tidsskr. 11, 1931, p. 256—257.

³ Norsk geol. tidsskr. 17, 1927, p. 121—124.

2. Alderen av Finnmarks sandsteinformasjonar og samsvaret millom den eldre og den yngre, sjølv det prækambrisk—eokambriske problem.

3. Hyolithus-sonen burtanfor Rastigaissa.

4. Det øvre krystallinske dekke.

5. Geosynklinalen, peneplanet og andre palæomorfologiske tilhøve.

Overgangen millom gaissadekket og den autochtone lagrekkja, og litt om bygnaden av den siste.

Det umetamorfe skyvedekket millom Bojobæske og Rastigaissa, gaissadekket, hev ikkje vore skove serleg langt. Ettersom ein gjeng mot A, vert rørsle mindre og mindre, det gjeng over frå allochtont til paraautochtont. A for Rastigaissa gjeng dekkekarakteren etterkvart over frå akut til diffus, d. v. s. det hev ikkje vore skove som eit samanhangande dekke med skyveflate under, men i staden hev det vore større og mindre rørsler, foldar, inversjonar og til dels små skyvingar inne i sjølv formasjonen, som no stort sett er autochton. Heilt frå Bojobæske til Vardøya er det same formasjonen, ein gjeng på.

Fig. 1 er eit oversynskart over Finnmark etter O. Høltedahls, S. Føyns og mi eiga kartlegging. Dei meridianar og parallelar, som er rita inn, er grensene for gradteigblada i det norske hovudkartverket i 1:100 000. Bokstavane og tala er koordinatteikna for deim. Kartet X 4 millom Lebesby og Rastigaissa er enno ikkje ferdig, og dette område er difor ikkje geologisk detaljkartlagt. Det, som er rita inn der, kan ein difor ikkje rekna å vera heilt nøgje i det små. På Varangerneset hev eg rita inn etter detaljkartlegginga mi utbreidinga av den yngre sandsteinlagrekkja på gradteigblada Z 3 Tana (og litt inn på Z 2 Berlevåg), Æ 3 Båsfjord, Z 4 Nesseby og Æ 4 Vatsøy. Det var fyrst tanken å gjera desse kartblada ferdige til prenting i dette bandet av tidsskriftet. Men for det fyrste vilde utgreidinga av so mykje materiale taka for stor plass. For det andre stend endå fleire småting att, som skulde hava vore nøgjare granska. Og for det tredje er kartlegginga her gjort fyre Føyns kartlegging av Vestertana, so eg ikkje hev kunna taka omsyn til og nytta ut den store oppriking av det geologiske kjennskap til Finnmark, som Føyns arbeid gav. Føyn slog endeleg fast, at det var tvo tillitar. Det var endå eit ope spørsmål, då eg arbeidde på Varangerneset, og eg hev difor ikkje den same

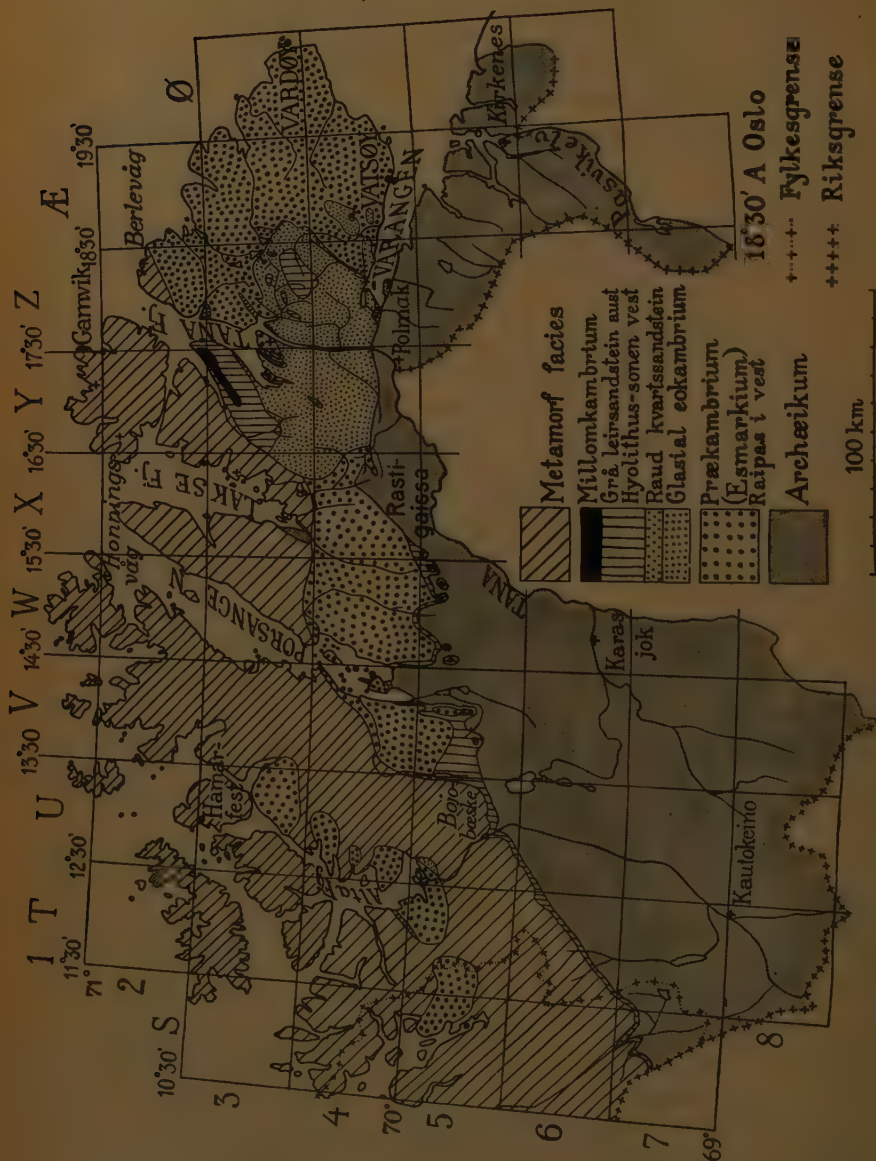


Fig. 1. Geologisk oversynskart over den prækvartære fjellgrunn i Finnmark.

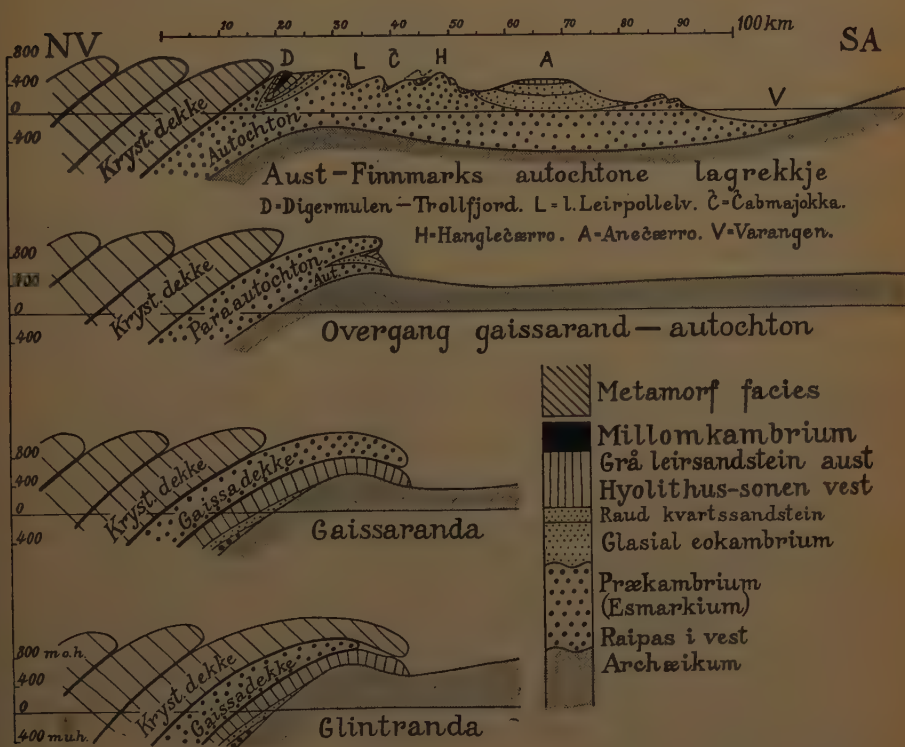


Fig. 2. Idealiserte gjennomskurdar gjennom fjellkjederanda i Finnmark og den autochtone lagrekkeja i Aust-Finnmark. Målstokken for høgder 12,5 gonger målstokken for lengder.

inndeling i denne delen av lagrekkeja, idet eg hev slege saman alt millom den undre tilliten og den raudе kvartssandsteinen;¹ men elles hev eg same inndeling som Føyn. Eg vil difor helst venta med å gjeva ut desse karta, til eg kan gjera deim i full stand. Tida skulde vel snart no vera inne til å taka uppatt arbeidet der nord. I millomtida kan det vera nyttig å setja upp dette oversynet over dei prinsipielle problema.

For å klårleggja overgangen frå gaissadekket til den autochtone lagrekkeja hev eg i fig. 2 rita 3 idealiserte gjennomskurdar tvers på fjellkjederanda og ein 4de, som viser samanhengen millom gaissaranda og glintranda. Høgdmålstokken er 12,5 gonger lengdmålstokken.

Den øvste gjennomskurden er i det autochtone område, Tanafjord—Varangen. Profilen av den autochtone formasjonen er ikkje so

¹ Sjå Norsk geol. tidsskr. 12, 1932, p. 488—489.

idealisert som det andre, men viser ein noko forenkla gjennomskurd av denne lagrekkja, som ho er i naturen no.

Den næste er lagd på den staden ANA for Rastigaissa, der gaissadekket gjeng over i den autochtone formasjon, og viser, korleis ein må tenkja seg denne overgangen.

Den tredje er i gaissaranda, det kan vera i Porsanger. Det øvre dekket når heller ikkje her so langt ut som gaissadekket. Gaissadekket, og dermed ogso den underliggjande autochtone formasjon, hev endå relativ stor vidd. Utanfor gaissadekket er det ikkje noko att av dei autochtone laga.

Den siste gjennomskurden er i glintranda. Skilnaden frå gaissaranda er den, at i glintranda når det krystallinske dekket lengre ut enn gaissadekket, som difor ikkje kjem til syne. Den autochtone lagrekkja hev utan tvil ein gong nått lengre ut. Men berre det er att, som ligg under skyvedekket og der hev vore verna mot denudasjonen.

Ogso sjølve geosynklinalunderlaget er tektonisk deformert, som det hev vore røynt av mange granskarer, i seinare tid av O. Hortedahl, Th. Vogt, G. Frødin, B. Askund og no seinast av E. Ljungner. Men burtset frå ein synklinal, som ein jamnast finn aust for geosynklinalranda, hev eg ikkje rita noko av det inn i desse skjematiske profilane.

Medan me hev kartet og profilane fyre augo, vil eg gjeva eit kort oversyn over nokre hovuddrag av fjellbyggnaden, der eg hev kartlagt på Varangerneset.

Det meste av den yngre lagrekkja er samla i eitt område. Men i N ligg det tvo isolerte rester i synklinalar, Trollfjorden (Guodgotvuodna, Vuodavuodna) og l. Leirpollen (Ræfêavuodna). Synklinalaksane stig oppover mot NA til Trollfjorddalen, som er skore ned i ein akseantiklinal. I Leirpollaldalen stig terrenget 370 m på 10 km, men synklinalaksen stig noko meir og gjeng ut i lufta ved l. Leirpollvatn. Det er ei stiging 1 på 27. Synklinalaksanes fall mot VSV er grunnen til, at den tredje synklinalen i profilen, ved Čabmajokka, heng saman med hovudområdet i VSV. Hovudområdet må ein ogso sjå som ein vid synklinal. I N stend Hanglečærro opp som ein dom med same bygnaad som Njuvêagaissa i Vestertana. Litt sunnanfor Hanglečærro stend det opp ein mindre antiklinal, og so kjem det eit område, der laga kan liggja flatt og jamt over store vidder, soleis i den veldige Anečærro. I Anečærro kjem ein høgast upp i lagrekkja, og vil ein hava eit namn på dette store synklinalområdet, er Anečærro-synklinalen det rette. Men i djupe gjel vil ein ogso her kunna sjå sterkt saman-

bøygde lag, soleis i det djupe gjelet V for Čuolbmavarre på grensa millom kartblada Z 3 og Z 4. At det hev vore rørsle i desse laga gjeng ogso fram av det, at det er dei, som hev skove saman laga i foldesonen langs Varangstranda. Der no Varangen er nederodert, hev laga visseleg ogso vore sterkt deformerte, so erosjonen lett hev fenge tak. Den tektoniske linja frå Trollfjorddalen held fram langs SV-stranda av Gædnjajawre—Oardajawre og er der ogso NA-grensa for den yngre lagrekkja.

Stratigrafisk er det same lagfylgje, som er utgreidt av Føyn, men mindre mektig. Den undre glasiale leirsteinen med meir eller minder tillitiske lag kan ein rekna saman til å vera 220 m tjukk. I den NA-reparten, Hanglečærro—Oardajawre, og SA-over mot Goaivebæske (Skjødhaugane) er det ingen tillit. Men på SA-sida av Goaivebæske kjem tilliten att og stend der i two isolerte område, Didnonjunes og Galdoaive (Gjelhaugane) og i Suolovarre. Over den glasiale lagrekkja kjem det ein 180 m tjukk raud kvartssandstein, som tydeleg er ei serskild avdeling, jamt einsarta frå nedst til øvst, og både nede og uppe skarpt avgrensa ved nokre eigne overgangslag, som tyder på sedimentær diskontinuitet med intraformasjonal breksie. Både straumrifler på lagflatene og den raude fargen tyder på, at den raude kvartssandsteinen er kontinental. Den øvre diskontinuiteten svarar truleg til overgang frå kontinental til marin facies. Avlægringstida for den raude kvartssandsteinen høyrer soleis endå til den glasiale tida, ein kunde segja seinglasial. Fem stader, på Ælkurnjunne, Moalanjunne, Juowlagæčoaive (Julendhaugen, Julahaugen) og two stader på Anečærro, ligg det att rester av det fylgjande laget, ein grå noko lagdelt leirsandstein. Berre ein stad, i den vestre delen av Anečærro, kjem lagrekkja upp i den kvite kvartsitiske sandsteinen ovanpå leirsandsteinen, tilsaman 170 m over underlaget for leirsandsteinen; derav kan ein rekna 150 m på leirsandsteinen. Dei tri avdelingane, den glasiale serien, den raude kvartssandsteinen og den grå leirsandsteinen er dermed tilsaman umlag 550 m mektig. Etter Føyn er den same lagrekkja i Vester-Tana umlag 1440 m.

Soleis som Føyn fann i Tana-området, er det ogso på Varanger-neset, at den yngre lagrekkja ligg på lågare og lågare lag av den eldre lagrekkja, ettersom ein gjeng frå N mot S. Mest er underlaget den 150 m tjukke kvite kvartsiten, som Føyn kalla Vagge-kvartsiten. Berre i Trollfjord-synklinalen er det under tilliten att noko dolomit, det øvste laget i den eldre lagrekkja. Ogso ein stad litt A for Suovjok



Fig. 3. Fjellryggen av Vagge-kvartsit, det øvste av den eldre formasjonen, set frå NA-enden av Anečærro mot NV, mot Hanglečærro, som er det høgaste av ryggen. Alt materiale framanfor ryggen er av den yngre formasjonen (kambrium).

(Bergeby) ved Varangen er det i ein kvartsitsynklinal ein liten rest av dolomit, som truleg er den øvre dolomiten; men eg hev ikkje set han i kontakt med tilliten. Overflata av den harde, kvite Vagge-kvartsiten markerer tydeleg skilet millom dei tvo formasjonane. Vagge-kvartsiten stend som ein kvit rygg frå Tanafjorden langs S-veggen av Hanglečærro og SV-stranda av Gædnjajawre og Oardajawre og er eit framtrèdande drag i landskapet, sjå fig. 3. Lengre SA legg kvartsitlaget seg meir flatt i Goaivebæske, men vert tynnare og tynnare og kilar ut i Galdoaive 8 km N for Anejøk ved Varangen. Her ligg tilliten på Vagge-kvartsitens underlag, ein grå sandstein med leirskiferlag. Den sandsteinen er det no, som stend utover heile Varangerneset, Klubb fjell-sandsteinen, Vatsøy-sandsteinen. Det er den same sandsteinen, ein lengre V kallar Tana-sandsteinen og Porsanger-sandsteinen. I den er storparten av den eldre formasjonen samla. For det meste er han rik på jernoksyd, som kan vera samla i konkresjonar, og jåmnast er det overflåtemerke, turkesprekker og stråumrifler m. m. på lagflatene. Jernsandsteinen vilde vera eit råkande namn på han. Nokre lag er konglomeratiske. Eit karakteristisk lag er det konkresjonskonglomeratet, som Holtedahl skreiv um i 1918. Det er eit leidande lag langs sørstranda av Varangerneset. Dette konglomeratet hev eg funne att på nordsida av Varangerneset litt S for Moskejawre ikkje langt frå Austerbotn inst i Kongsøyfjorden. Det ligg der i ein grøn sandstein, som ligg millom den raude jernsandsteinen og den

underliggjande myrke, sterkt folda Kongsøyfjord-skiferen. Denne skiferen er dermed ekvivalent med den, Føyn kalla Stanges-skiferen, soleis som Føyn og trudde, det var. I det indre av Varangerneset er det mykje raudt konglomerat i jernsandsteinen. Millom jernsandsteinen og Vagge-kvartsiten er det eit myrkt leirskiferlag, som Føyn kalla Vagge-skiferen. Det smuldrar lett upp, og ved kontrasten mot det harde underlaget og den endå hardare overliggjande Vagge-kvartsiten set det relief i landskapet. Rundt Hanglečærro, der laga stend med bratt fall, er skifertracen vitra ut til ein holveg, for det meste fylld med samanblåst snø, like kvit som den utilgjengelege uren av Vagge-kvartsiten utanfor. Eg hev rita litt av denne skiferen inn i gjennomskurden gjennom Hanglečærro i fig. 2. A for Hanglečærro bøygjer skifertracen mot SA i Gædnajawre og den underlege torvfylde dalen over til Oardajawre. Som fyrr nemnt legg seg lengre i SA langs SV-sida av Bælljaičærro (Skipskjølen) og sørover i Juovvavarre (Urfjellet) og Goaivebæske flatare, so dette draget i landskapet kverv burt.

Alderen av Finnmarks sandsteinformasjoner
og samsvaret millom den eldre og den yngre.

Føyns fund i 1934 av millomkambriske fossil på Digermulen millom Langfjorden og Vestertanafjorden løyste aldersproblemet for den yngre tillitførande sandsteinlagrekkja. Denne lagrekkja fører frå tilliten i kontinuerleg lagfylgje upp i millomkambrium. Heilt frå H. Reusch's oppdaging i 1890 er det kjent, at tilliten ligg diskordant på ei isskurt flate (fig. 4) av ein eldre formasjon, som atter ligg på grunnfjellet. Den eldre formasjonen er petrologisk mykje lik den yngre. Steinar av den eldre ligg i tilliten saman med steinar av grunnfjellbergartar. Diskordansen kan ein ogso sjå på sjølv kontakt (fig. 5); men slikt kan vera meir eller minder tilfelleleg og hev ikkje den vegt som dei tvo andre prova, den isskurte flata og steinane i tilliten. Det er soleis, som eg ogso skreiv i 1932,¹ fullgode prov for, at den isskurte flata er eit formasjonsskil av dei store, skil millom tvo jordhistoriske cyklar, millom kambrium og den yngste eozoiske (proterozoiske, algonkiske) formasjon, sjølv underlaget for palæozoikum.

¹ Norsk geol. tidsskr. 12, 1932, p. 490.



Fig. 4. Gædgetales. Den isskurte flata under tilliten. Skuringsretning S 45° A—N 45° V. Meterstaven ligg i denne retninga.

B. Asklund hev diskutert dette problem både for det norske sparagmitumråde og for dei svenske langs fjellranda Jemtland—Lappland. Han skreiv i 1934,¹ at det »framtræder fullt klart, at traktens »sparagmitformation« i själva verket samansættes av tvenne i många hänseenden alldeles åtskilda formationer, som det må bli en framtida oppgift att regionalt särskilja«. Millom dei tvo formasjonane hev det vore »en fennoskandisk denudationsperiod av samma räckvidd som de denudationsperioder, vilka generellt åtskilja de algonkiska formationerna i gemen (t. eks. luckan mellan de jatuliska formationerna ock de jolniska)«.

Den 22de august 1928 gjekk eg med professor J. J. Sederholm ut til den klassiske tillit-lokaliteten, som H. Reusch fann i 1890, og som finnane kallar Gædgetales (Steinkvalen), på Oaivebaččamnjarga millom Bigganjarga og Rappenjoaske inst i Varangen. Sederholm

¹ Sveriges geol. unders. årsb. 28, 1934 n:o 2, p. 80—81.



Fig. 5. Gædgefales. Kontakten millom tilliten og underlaget, fotografert ved fjøre sjø. Ved flod gjeng sjøen opp over tilliten. Dei kvite prikkane er balaner (*Balanus balanoides*). Kompaset ligg nede i tanget, ca. 20 cm under medelvasshøgde, som er umlag ved sjølve kontakten. Ein ser diskordantskrålægning i sandsteinen i den eldre formasjon. Denne diskordantskrålægning i underlaget gjerer det endå vandare å sjå vinkeldiskordansen mot tilliten på ein einskild lokalitet.

sa då til meg, at av alle dei geologiske naturovringar, han hadde set, var denne for honom den merkelegaste og mest gjevande. For honom var det ein heilag stad, og ferden var ein pilegrimsferd; han nytta sjølv det ordet. Det var no sjuande gongen, han gjorde denne ferden. Han hadde med seg sitt gamle, store fotografiapparat med plater i trekassetar. Eg tok då fotografiet, fig. 5, der Sederholm stend på den gamle formasjonen med ein svart duk over seg og sigtar inn på mattplata eit fotografi av tilliten i den yngre formasjonen. Uppe på tilliten, steinkvalen, stend C. E. Wegmann. Den flata, Sederholm stend på, er truleg det best markerte skil millom ein geologisk formasjon og den etterfylgjande, ein kjenner på jorda.



Fig. 6. Gædgebrales. På diskordansflata stend J. J. Sederholm, på tilliten C. E. Wegmann. Ein ser mot A ut Varangen. I S ser ein N-enden av Veidneset (Vieranjarga), der ein ogso hev både tilliten og noko av underlaget.

Den yngre formasjonen er, som nemnt, uppbygd av desse laga:

Vestertana (etter Føyn)		Varangerneset
200 m	Fossilførande millomkambrium	
400 »	Kvit kvartsitisk sandstein	Dei nedste 20 m
550 »	Grå leirsandstein	150 m
200 »	Raud kvartssandstein	180 »
690 »	Glasial serie	220 »

Kor mykje av dette, som er underkambrium, svarande til Hyolithus-sonen lengre SV, kan ein ikkje med vissa segja; for det er her ikkje funne fossil. Men som det seinare vil verta dryft, er det god grunn til å tru, at den grå leirsandsteinen er underkambrisk. Kva ein skal rekna den overliggjande kvite sandsteinen til, er meir uvisst. Men som fyrr nemnt ser det ut, som um overgangen frå kontinental til marin facies ligg millom den grå leirsandsteinen og den underliggjande raude kvartssandsteinen. Den glasiale serien er den eldste avdeling av kam-

brium, og kan soleis med rette heita eokambrium, det tidlegaste kambrium. Eokambrium er ein del av kambrium; det, som er præ-kambrisk, er ogso præ-eokambrisk. Slik definerte ogso W. C. Brøgger det i 1900, då han innførde namnet. Det er i samhøve med bruken av præfikset eo elles i den geologiske nomenklatur. Soleis er eocæn det tidlegaste av kænozoikum.¹

Den eldre formasjonen er præ-kambroglasial og præ-kambrisk og dermed sjølvsagt ogso præ-eokambrisk. Å setja skilet millom præ-kambrium og kambrium her strider ikkje mot nokor røynd, men stend i godt samhøve med nyare granskingar serleg av O. Kulling i Aust-Grønland, Svalbard og Lappland og av B. Asklund og P. Thorslund langs fjellkjederanda Jemtland—Lappland. For det sørnorske sparagmitfjellet såg Th. Kjerulf det alt i 1877, då han sette undergrensa for kambrium (primordial silur) millom eldre og yngre sparagmit, og soleis rekna den yngre sparagmiten til kambrium. Ogso K. O. Bjørlykke² nemner diskordansen millom Biri-kalken og den yngre sparagmit.

Mange hev gjennom tida prøvt å finna ei undergrense for kambrium millom den yngre sparagmit og dei eldste fossilførande laga, Hyolithus-sonen. Men nokor sikker grense hev aldri vore funnen, og meiningane hev ofte skifta. Det tyder på, at noko formasjonsskil med diskordans ikkje er å finna der. Th. Vogt³ kom i 1923 til det resultat, at det millom den yngre sparagmit og det marine underkambrium ingen diskordans er, berre eit brot i lagrekka millom kvartssandsteinen 1 b α og Hyolithus-sonen 1 b β , med overgang frå kontinental til marin facies, eit standpunkt som alt tidlegare både J. Kiær og O. Holtedahl hadde. Vogt kallar dette brotet ein diskonformitet. Ein kunde ogso segja ein diskontinuitet, ein transgressjonsdiskontinuitet, som hev si årsak i den store eokambrisk—underkambriske havtransgressjonen, og som ein med god grunn kan setja i årsaksamanheng med avsmeltinga av det eokambriske isdekket.

Heile den eokambriske lagrekka må ein både i Nord- og Sør-Noreg rekna for å vera eit glasialt sedimentkompleks, meir og minder glasialstein-førande, inntil rein tillit. Dei kan vera kontinentale (terra-

¹ Det eldste av eocæn hev fenge namnet palæoeocæn; men ei dårleg avkorting skriv ein det paleocæn, samasett av pal og eocæn, ikkje palæocæn, for det vilde vera gamaltertiær og kunde ikkje vera eldre enn eocæn.

² Norges geol. unders. 39, 1905, p. 27.

³ Norsk geol. tidsskr. 7, 1923.

riske og limniske) og marine (litorale, neritiske og i geosynklinalen ogso bathyale). At Biri-kalken høyrer til den eldre formasjonen, gjeng tvillaust fram av det, at det er steinar av Biri-kalk i Ringsaker-tilliten, likesom det er steinar av Porsanger-dolomit (og Raipas-dolomit) med flint i Finnmark-tilliten. Den naturlege undergrensa for kambrium kjem soleis i Sør-Noreg til å liggja millom Biri-kalken og den yngre sparagmiten.

Det er grunn til å tru, at den eldre sandsteinformasjonen i Aust-Finnmark er kontinental. Det store jerninnhaldet tyder på det. Porsanger—Tana—Varanger-sandsteinen er meir og minder jernhaldig heilt igjennom og kan hava myrkebrune lag av limonitsandstein. Ogso i Sør-Noreg er det ting, som tyder på kontinental avlægring for den ekstrageosynklinale eldre sparagmiten. Soleis er den myrke Brøttum-sparagmiten og -skiferen so jernhaldige at vitringsmaterialet kan verta samankitta av jernoksydhydrat. Noko anna, som viser til kontinental avlægringsmåte, er diskordant-skrålægring og overflateformer, straumrifler, turkesprekker og leirpyttflater, som kjem til syne i lag på lag utan opphald gjenom hundradtal av meter lagtjukna. Dette merkelege fænomen er ei av dei store gåtene, geologane hev å tyda. Ved marin sedimentasjon kan dette fænomenet ikkje koma upp. Det er ikkje moglegt, at den stigande sedimentflata kan halda seg so jamt i nivå med havflata; det vilde berre vera eit merkelegt samantreff. Ein må søkja ei anna forklåringsmåte, som ikkje viser til eit merkelegt samantreff men til ein naturleg samangheng. Og det hev ein i den kontinentale aggradasjon med utfylling av groper i innlandet. Der stig vassflata automatisk upp med sedimentflata, er ein fuksjon av den. Asklund nemner ogso dette fænomenet, at den eldre sparagmiten »utfyllt mera lokala bäcken« og »erhålla på denna grund en viss likhet med de jotniska sandstensfältén«.¹ Slike groper hev det vore i denne tida på det subkambriske, i stor mun ogso prækambriske, peneplanet. Det var då i utforming utanfor den kaledoniske geosynklinalen, som alt då var eit marint sedimentasjonsumråde i stor stil. Ogso i geosynklinalen er det difor store mengder av sediment frå denne gamle, prækambriske tida. Um dolomiten er kontinental er eit anna spursmål. Visst er det, at overgang frå klastisk sediment til karbonat tyder på umbrøyte i naturtilhøva. Men karbonatsediment kan uppstå i innsjøar, og dolomitiseringa kan ogso ha skjett i innsjøar med saltuppløysing

¹ Sveriges geol. unders. årsb. 28, 1934 n:o 2, p. 81. Ibid. 29, 1935 n:o 2, p. 48.

av høveleg samansetning og konsentrasjon. Det skjedde i slutten av denne tida både i Sør- og Nord-Noreg.

Det øvste av den eldre formasjonen i Sør-Noreg vert soleis Biri-kalken, som er homolog med og kanskje ogso homotax med Porsanger-dolomiten i Finnmark. Etter Hortedahl¹ er det i Biri-kalken sterkt dolomitiske lag, og Th. Vogt² rekner som medel for karbonat-avlægringane i sparagmitsystemet 28,27 % MgCO_3 . Porsanger-dolomiten hev etter Hortedahl 36—43 % MgCO_3 . Rein dolomit hev 45,65 % MgCO_3 , og rekna i dolomitprosent vert soleis den sørnorske dolomiten i sparagmitsystemet 62 % dolomit og Porsanger-dolomiten 79—92 %. Raipas-dolomiten er praktisk tala 100 % dolomit.

Over den dolomittførande formasjonen kjem både i Sør- og Nord-Noreg den tillittførande. I Nord-Noreg ligg ofte tillit i botnen, men i Sør-Noreg ligg det under tilliten eit 300 m tjukt sedimentlag med sparagmit. Men ogso i Nord-Noreg er det eit meir enn 100 m tjukt sparagmitlag under den øvre tilliten, og denne sparagmiten er av same lithologiske type som (homolog med) den yngre sparagmiten i Sør-Noreg. Um dei ogso er samtidige (homotaxe), vert Ringsaker-tilliten og den øvre tilliten i Finnmark homotaxe (og dermed ogso isopiske), og det er mykje trulegt.

Noko brukande namn på den eldre formasjonen hev me ikkje. Formasjonen er prækambrisk, underlag for den kambriske formasjon. Men samsvaret med jotnium kan ein ikkje direkte fastslå, um det er diskordans og peneplan millom deim. Den jotniske formasjonen ligg i stor mun under det subkambriske peneplanet. Korleis det er i so måte med den formasjonen, det her er tale um, er ikkje klårt. Men Hortedahl gjev andre gode grunner for, at dei er tvo skilde sjølvstendige formasjonar.³ Ein kan ogso taka Asklund til inntekt for den same oppfatinga, når han segjer: »Det norska sparagmitsystemets postjotniska men prækambriska ålder er således fastställd.«⁴ Ein må no byggja på det, at denne formasjonen er ein formasjon i same mun som dei andre geologiske formasjonane og kan jamstellast med deim. Me er difor nøydde til å hava eit namn på han.

Til dels hev han vore slegen saman med den yngre formasjonen (den yngre sparagmiten) med samnamnet eokambrium. Som fyrr

¹ Norges geol. unders. 87, årb. 1920 og 1921, p. 25.

² Norsk geol. tidsskr. 7, 1923, p. 350—351, 401.

³ Norsk geol. tidsskr. 6, 1920, p. 25.

⁴ Geol. fören. Stockholm förh. 49, 1927, p. 553.

nemnt, er det gale; for den eldre er prækambrisk og kan då ikkje ogso vera eokambrisk. Det vilde ha vore høvelegt å nytta Jens Esmarks ord sparagmit og kalla formasjonen sparagmitformasjonen, slik som det til dels ogso hev vore gjort. Fyrste gong vart ordet sparagmitformasjonen nytta av Th. Kjerulf på eit foredrag på naturforskarmøtet i København 1860. Seinare nytta han i staden ordet sparagmitfjellet. Han såg vel, at ordet sparagmitformasjonen ikkje var brukande. Av tvo grunnar kan ein ikkje bruka dette namnet. Fyrst fordi det for Esmark var eit bergartnamn og sidan hev vore nytta i Esmarks meining. Å nytta eit bergartnamn til namn på eit kronologisk umgrip let seg ikkje gjera. Ein kan segja kambrisk sandstein og kambrisk sparagmit eller arkose, for kambrisk er eit reint tidsumgrip. Um ein vilde gjera sparagmitisk til tidsumgrip, vilde ein få slike vill-leidande og sjølv-motsegjande samanstellingar som sparagmitisk sandstein og sparagmitisk sparagmit eller arkose. Di næst fordi Esmark nytta namnet um bergartane både i den eldre og den yngre sparagmiten, og ordet sparagmit, sparagmitfjellet, sparagmitformasjonen, sparagmitavdelingen, sparagmitsystemet alltid sidan hev umfata både den eldre og den yngre sparagmiten. — Ein kunde tenkja seg namnet seveformasjonen; men ordet seve hev ogso ei uklår fortid og hev til dels ogso fenge tektonisk tyding, so dette ordet heller ikkje er brukande. Ein skal vera varsam med å skifta tyding på kjende ord.

Ein må no hava eit brukande namn på denne formasjonen. Det vilde vera høveleg å gjeva han Esmarks eige namn og kalla han esmarkium. Vel er det so, at personnamn ikkje hev vore sette i formasjonsnamn; namn som hyperboreum, thuleum, norvegium, finnmarkium, svalbardium, grønlandium vil kanskje difor verta betre fagna. Eg vil her ikkje taka noko standpunkt til namnespursmålet, men ved dette høve nytta namnet esmarkium, der det trengst å hava eit namn.

Hyolithus-sonen burtanfor Rastigaissa.

Ogso spursmålet um Hyolithus-sonen burtanfor Rastigaissa er etter Føyns fossilfund kome i ei ny stode. Dette fundet er nykelen, som løyser mykje av det gamle eokambriske problemet i Finnmark. Når den yngre lagrekkja fører frå tilliten upp i millomkambrium, skulde ogso Hyolithus-sonen hava sin plass i denne lagrekkja. Føyn meiner, at av det, han kjenner, skulde Hyolithus-sonen helst vera den grå leirsandsteinen, som med sedimentasjonsdiskontinuitet ligg over

den raude kvartssandsteinen og ovan til kontinuerleg gjeng over i ein kvit kvartssandstein. Undergrensa mot den raude kvartssandsteinen ligg i Vestertana, som fyrr nemnt, umlag 890 m over underlaget for eokambrium, og leirsandsteinen sjølv er 550 m tjukk. På Varanger-neset er dei same måla 400 m og 150 m. På kartet, fig. 1, og i øvste profilen i fig. 2 hev eg merkt av den grå leirsandsteinen med same skravering som Hyolithus-sonen.

Um det er so, som det fyrr er sagt, at overgangslaget over den raude kvartssandsteinen svarar til den underkambriske transgressjonen, er det god von um, at den grå leirsandsteinen verkeleg er Hyolithus-sonen. Langt frå det rette kan det ikkje vera; for ein stad i lagrekkja må denne sonen (eller det ekvivalente for han) vera. Dermed er mykje av spursmålet um Hyolithus-sonen A for Rastigaissa løyst.

Etter Th. Vogt aukar tjukna av Hyolithus-sonen frå Torneträsk mot NA til Nordreisa frå 113 til 170 m, og etter Holtedahl er tjukna i gaissaranda auka til 240 m. At tjukna skulde ha vakse til 550 m i Vestertana, er difor meir, enn ein skulde venta. Men når ein ser, at ogso dei andre laga er serleg tjukke i Vestertana, må det hava si årsak i serleg rikeleg sedimenttilførsel der. I Varanger er leirsandsteinen berre 150 m, og dei andre laga er ogso tilsvarande tynnare. Petrologisk kunde leirsandsteinen vera Hyolithus-sonen. Ogso for lagfylgja vidare oppover kunde det vera so. Det er ingen stader i Finnmark funnen svart alunskifer over Hyolithus-sonen, slik som lengre sør.

Noko ANA for Rastigaissa, der gaissaranda sluttar, kjem, som fyrr nemnt, det nye til, at sandsteinformasjonane, esmarkium og kambrium, gjeng over frå allochtone til autochtone. Det heng nøgje saman med, at grunnfjellranda, som her ikkje lenger hev skapnad av geosynklinalrand, no gjeng rett mot A; ein kjem utanfor overskyvingssonen. I nøgjen samanheng med det er det ogso, at Hyolithus-sonen skifter natur og gjeng over frå å liggja direkte på den prækambriske overflata med skyvflate over seg til å liggja konkordant i normal stratigrafisk lagfylgje i den kambriske formasjon. Korleis ein må tenkja seg samanhengen, gjeng fram av fig. 2.

Underkambrium er i Aust-Finnmark ikkje funnen liggjande på prækambrium, endå ein skulde venta, at den underkambriske transgressjonen ogso her var nådd utanfor det eokambriske aggradasjons-umråde. Den enklaste forklaringa på det er, at transgressjonen og

sedimentavlagringa ogso her hev nått utanfor det eokambriske sedimentasjonsumråde; men dei sedimenta, som vart avsette der, er tekne burt ved degradasjonen, fordi dei ikkje var verna av ovanpåliggjande lag, slik som i gaissaranda og glintranda. Ein må tru, at det ogso i gaissaranda og glintranda hev vore kambriske sediment utanfor dei, som no er dei ytste. Noko av ei forklåring kan det ogso vera, at istygda hev vore ulik på dei ymsa stader, slik at den isostatiske stiginga hev vore ulik og dermed ogso transgressjonen.

Det øvre krystallinske dekke.

Frå Bojobæske held det øvre krystallinske dekke fram i den same leida som fyrr, den normale, orosekvente strokretninga. Ytterranda av det gjeng over Porsangen og Tanafjorden til NV-hyrnet av Varangerneset, der det er skove inn på esmarkiske lag. Det krystallinske dekke er av same formasjon som gaissadekket og den autochtone lagrekkja, men av meir djupvassfacies frå geosynklinalen; so langt V som på Magerøy fann Holtedahl tillit. Det viser, at geosynklinalen var aggradasjonsumråde i esmarkisk tid, og at det meste av geosynklinalen her nord i Finnmark, og like eins på Svalbard og Grønland, hev vore fylld alt i tidleg kambrisk tid.

Geosynklinalen, peneplanet og andre palæomorfologiske tilhøve.

Det krystallinske dekke av geosynklinalmateriale viser, at geosynklinalens hovudretning, den orosekvente leida, held fram som i glintranda. Men geosynklinalen hev ikkje vore so djup i Finnmark som lengre sør. Det gjeng fram for det fyrste av det, at geosynklinalen vart fylld alt i tidleg kambrisk tid; for det andre av det, at landoverflata i Finnmark no er mykje lægre enn landoverflata innanfor glintranda og lengre sør. Um ein reknar medelshøgda av fjellvidda i Sør-Noreg til 1300 m o. h., er den tilsvarande høgda lengst nord i Finnmark ikkje meir enn 300 m o. h. For Trondheim—Troms kan ein rekna 900 m o. h. Degradasjonstida etter den kaledoniske orogenesisen er 360 millionar år, og degradasjonen kan ein setja til 5 mm på 100 år (degradasjonskonstanten). Det vert ein degradasjon på 18 000 m. Reknar ein servegta 2,7 for sial-materialet i fjellkjeda og 3,0 for sima-materialet i underlaget, vil etter isostasiprinsipet $\frac{2}{10}$ av fjellkjeda liggja nede i sima-underlaget; i notida vert det

i Sør-Noreg		$1300 \cdot 9 = 11\,700\text{ m}$
» Nordland		$900 \cdot 9 = 8\,100\text{ »}$
» Finnmark		$300 \cdot 9 = 2\,700\text{ »}$

Samla høgd av fjellkjeda vert i notida

i Sør-Noreg		$11\,700 + 1\,300 = 13\,000\text{ m}$
» Nordland		$8\,100 + 900 = 9\,000\text{ »}$
» Finnmark		$2\,700 + 300 = 3\,000\text{ »}$

og i kaledonisk tid

i Sør-Noreg		$13\,000 + 18\,000 = 31\,000\text{ m}$
» Nordland		$9\,000 + 18\,000 = 27\,000\text{ »}$
» Finnmark		$3\,000 + 18\,000 = 21\,000\text{ »}$

Derav

	over jordoverflata	under jordoverflata
i Sør-Noreg	 3100 m	27 900 m
» Nordland	 2700 »	24 300 »
» Finnmark	 2100 »	18 900 »

Med jordoverflata meiner eg her det same som havflata. Geosynklinalbotnen skulde etter dette, då fjellkjeda var på det største ha vore tektonisk nedpressa under havnivået 27 900 m i Sør-Noreg, 24 300 m i Nordland og 18 900 m i Finnmark.

I Sogn er fallet av grunnfjelloverflata, geosynklinalbakken, 1 på 10; det svarar ogso til V. M. Goldschmidts kart. Når Th. Vogt¹ reknar 9°, som er 1 på 6,5, er vel det eit serskilt maksimalt verd. Etter Holtedahl² er det tilsvarande fallet i Alta 1 på 14 og i Porsangen 1 på 25. I det sterkt deformerte, samanpressa område i Ofoten kan etter Vogts kart³ fallet vera brattare enn 1 på 3. Men det er eit serskilt ekstremt tilfelle ved ein antiklinal, som Vogt kallar Rombak-antiklinalen, i geosynklinalbakken. For Troms reknar Vogt i medel 1 på 23.¹

Um ein set geosynklinalbakkefallet til 1 på 10 for Sør-Noreg og Nordland og 1 på 20 for Finnmark, vert breidda av geosynklinalen etter orogenesisen

i Sør-Noreg		$27\,900 \cdot 2 \cdot 10 = 558\,000\text{ m}$
» Nordland		$24\,300 \cdot 2 \cdot 10 = 486\,000\text{ »}$
» Finnmark		$19\,900 \cdot 2 \cdot 20 = 796\,000\text{ »}$

¹ Norsk geol. tidsskr. 4, 1917, p. 263—264.

² Norges geol. unders. 84, 1918, p. 265.

³ Norsk geol. tidsskr. 21, 1941, p. 204.

Tverrflata av heile fjellkjeda (det submarine + det supermarine) var etter orogenesisen, då fjellkjeda var på det største

i Sør-Noreg		$\frac{1}{2} \cdot 558 \cdot 31 = 9000 \text{ km}^2$
» Nordland		$\frac{1}{2} \cdot 486 \cdot 27 = 6550 \text{ »}$
» Finnmark		$\frac{1}{2} \cdot 796 \cdot 21 = 8350 \text{ »}$

Reknar ein lengda av den sørnorske delen av fjellkjeda til 560 km, den nordlendske 840 km og den finnmarkske 280 km, kan ein finna volumet av fjellkjeda

i Sør-Noreg		$9000 \cdot 560 = 5\,040\,000 \text{ km}^3$
» Nordland		$6550 \cdot 840 = 5\,500\,000 \text{ »}$
» Finnmark		$8350 \cdot 280 = 2\,340\,000 \text{ »}$

Tilsaman 12 880 000 km³

I dette volum er med noko grunnfjell, som ved den kaledoniske orogenesisen er rive ut or geosynklinalbotnen. Men det gjerer ikkje noko til eller frå, for anna materiale frå geosynklinalen hev fylt ut romet etter det burtrivne grunnfjellet. Noko anna er det, at ogso magma er trengt inn i geosynklinalen; det er truleg i nokon mun eit tilskot av framandt materiale. På den andre sida er ikkje medrekna minking av volumet ved metamorfosen og ved, at noko geosynklinalmateriale er skove utanfor geosynklinalranda. Um ein let desse misreknekjelder vega upp einannan, gjerer ein ikkje stort mistak.

Fyllinga av geosynklinalen auka oceanets volum med 12 880 000 km³. Um oceanets overflate var like stor då som no, 365 000 000 km², vilde fyllinga av den norske del av den kaledoniske geosynklinalen gjera ei havstiging på 35 m. Til det er gjenge med tida frå fyrst i esmarkium til so langt inn i kaledonisk orogenetisk tid, at primær-sedimentasjonen i geosynklinalen var slutt. Dette stadium kan ein setja til overgangen millom ordovicium og silurium. Aggradasjonstida vert då over 200 millionar år, so den eustatiske effekt av geosynklinalfyllinga er liten, ogso um ein reknar med det geosynklinalumråde, som ligg utanfor Noreg, og ogso um ein reknar, at det meste av geosynklinalen var fylld i tidleg kambrisk tid. Av den grunn, at det meste av geosynklinalen var fylld i eokambrisk tid, vert det endå mindre effekt att for den underkambriske transgressjonen. For denne store transgressjonen hev burtsmeltinga av det eokambriske isdekket havt ein heilt anna effekt, ein kan trygt segja ein million gonger so stor.

Verdet av dette overslaget avheng av det, som er lagt til grunn. Det mest uvisse er det, som gjeld geosynklinalens form. Eg hev rekna

med, at det er ei symmetrisk grøft med flate skrå grøftesider, og at dei kjende fall av grunnfjelloverflata er fallet av geosynklinalsidene. No er det visseleg so, at det i geosynklinalsidene er antiklinalar og synklinalar. Men dei tal, eg hev rekna med, skulde vera rimelege medelverd. Det hev interesse å gjennomføra rekninga på desse premissar og sjå, um det fører til eit resultat, som det er meining i; og det ser det ut til å vera.

Eg hev rekna med det teoretiske volumet, geosynklinalen og fjellkjeda over den hadde etter den kaledoniske orogenesen. Det volumet skal vera det same som volumet av den opphavlege geosynklinalen, burtset frå dei nemnde misreknerekjeldene. Etter rekninga låg geosynklinalbotnen etter orogenesen i Finnmark 18 900 m, men i Sør-Noreg 27 900 m u. h. Ein må då ogso tru, at heller ikkje den opphavlege geosynklinalen var so djup i Finnmark som lengre sør. Geosynklinalen var i Finnmark og nordetter flatare og breidare og kvarv etterkvart burt i Nordishavet.

Sekundære, tektoniske, deformasjonar av geosynklinalunderlaget må ogso hava deformert geosynklinalsedimenta; derved skulde ein teoretisk kunna avgjera, kva som er primært og sekundært. Men geosynklinalsedimenta er oftast deformerte, ogso um geosynklinalunderlaget hev lege i ro; i praksis er det difor ikkje lett å avgjera, kva som er primært og sekundært. Men det skulde ein vel kunna setja til leidande prinsip i dette spørsmålet: Det er alltid ei primær årsak til ein sekundær deformasjon av geosynklinalunderlaget (peneplanet). Når det ved orogenesen kjem upp synklinalar og antiklinalar og overskyvingar i det prækambriske underlaget, hev det alltid ei serskild årsak.

At dette verkeleg er so, gjeng klårt fram av E. Ljungners borprofilar i Lais-området i Pite Lappmark.¹ Tilliten er jamt avlægra direkte på det subkambriske peneplanet, utarbeidd i arkæisk granit. Peneplanet var der heilt flatt utan restberg. Den fyrste deformasjonen av underlaget skjedde etter tillitens avlægring fyrr avlægringa av dei andre eokambriske sediment. Det var ikkje store deformasjonar, berre små dislokasjonar, som fylgde grunnfjellets kareliske struktur, NNV—SSA. Men desse veiklinjene vart åtakslinjer for dei større kaledoniske deformasjonane. Etter Ljungners kart er det noverande fallet av den subkambriske overflata, underlaget for det eokambriske til-

¹ Geol. Rundsch. 34, 1943, p. 186—196.

litiske basalkonglomeratet, 1 på 50 mot VNV. Underlaget for det underkambriske transgressjonskonglomeratet hallar 1 på 20 mot VNV.

For synklinalen utanfor fjellkjederanda i Jemtland—Lappland hev G. Frödin¹ observert »en markerad lutning mot V og NV tydligen i huvudsak av sekundär natur och framkallad av den kaledoniska veckningsprocessen». Fallet av denne austre geosynklinalebakken er etter hans kart jamnast mindre enn 1 på 50 mot VNV. Kartet hev han konstruert på grunnlag av dei attståande fjelltoppar. Men det stend ogso fjelltoppar, som i prækambrisk tid stod upp over peneplanet som restberg (monad nocks). Ogso andre primære reliefdrag hev han funne i den subkambriske landyta.

Den synklinalen, Frödin her nemner, ser ut til å svara til Th. Vogts Torneträsk-synklinale, som i Finnmark kjem inn under Alta. Det er denne synklinalebakken, som eg etter Hortedahls kart hev lagt til grunn for utrekninga av geosynklinalen i Finnmark. Den synklinalen, Hortedahl fann i gaissaranda i Porsanger, må soleis liggja utanfor (orofugalt) Torneträsk—Alta-synklinalen. Ein kan sjå det slik, at gaissasynklinalen gjeng over i det vide aust-finnmarkske sedimentasjonsområde. Men karakteren av fjellkjedesynklinale er no burte, og det er den grunnskilnad millom deim, at det aust-finnmarkske sedimentasjonsområde er primært, men gaissasynklinalen i si noverande form, sameleis som dei andre synklinale, er sekundær. Det aust-finnmarkske sedimentasjonsområde var i esmarkisk tid typisk kontinentalt. Vegten av sedimenta hev pressa botnen ned, og sediment-overflata hev periodisk vore turr og overflødd av vatn.

Eg nemnde, at aksane frå Trollfjorden halla mot SV, i l. Leirpoll-dalen med 1 på 27. På hi sida av Trollfjorddalen, mot Kongsoytfjord, ligg aksane meir horisontalt, hallar kanskje litt den andre leida. Det ser soleis ut til å vera ein fleksur i grunnfjellet under Trollfjorddalen; men denne retninga er ikkje kaledonisk. Det minner um det, Ljungner fann i Lais-området, og kan tydest slik, at det er eit gammalt strukturelement, som atter vart aktivisert i kaledonisk tid.

Millom esmarkium og eokambrium er det ei lang tid. Det ser ogso ut til å hava vore ei roleg tid utan større orogenetiske rørsler. Difor er det ikkje alltid lett å sjå diskordansen millom esmarkium og eokambrium. Hortedahl meiner, at det i den tida skjedde ein vertikaldislokasjon langs sørstranda av Varangen og vidare vestover. Føyn meiner

¹ Geol. fören. Stockholm förh. 44, 1922, p. 624.

ogso, at det er ein slik dislokasjon, som i V døyr burt millom Mena-varre og Antebaktoaive; men han segjer, det er ikkje noko prov for det. Den geologiske bygnaden kan ogso forklårast utan nokon slik dislokasjon. Dei esmarkiske sedimenta vart i denne lange tida til fast fjell og var ved inngangen til eokambrium denuderte ned til ulike stratigrafiske nivå.

Den eokambriske istid er no godt kjend, ikkje minst gjennom O. Kullings arbeid. Me veit, at det var ei stor, ubikvitær (general-tellurisk) istid av same slag som den permiske og kvartære. Havflata sakk, kanskje 200 m og meir; men der, stor ismengd lagde seg på, kunde landet lægjast endå meir enn det. Skal ein slutta noko av sedimenta, må ein tru, at Aust-Finnmark i eokambrium endå var kontinentalt, og at overgangen til marin facies ligg i overgangslaget over den raude kvartssandsteinen. Dette overgangslaget skulde då vera det underkambriske transgressjonslaget og ekvivalere den diskonformiteten, Th. Vogt fann over kvartssandsteinen ved Mjøsa. Dei tvo kvartssteinane vert dermed homotaxe. Etter transgressjonen vart det aust-finnmarkske aggradasjonsumråde eit grunnhav, og den no-verande grensa for det europeiske fastland av prækambrisk materiale millom Sørvaranger og Kola ser ut til å fylgja sørstranda for dette havet.

Den eokambriske istida er ein viktig faktor i alt, som skjedde i den tida, ogso i dei biotiske tilhøva. Dei store ubikvitære istidane var skiringstider for livet. Ut frå deim gjekk det livsdugelege fram, i dette tilfelle den underkambriske biota, grunnlaget for alt seinare liv på jorda. På same vis gjekk ut frå den kvartære istida det glasiale menneske og dei arktiske kulturar, som fører oss inn i eit nytt Finnmark-problem.

Ms. mott. 29. nov. 1944.

ET BASALKONGLOMERAT PÅ ANORTHOSIT

AV

TRYGVE STRAND

Med 2 tekstfigurer. Engl. Summary.

I de sørnorske høytjellsstrøk ligger en rekke av gneis- og eruptivmassiver med tektonisk overskyvningsgrense over kambrisk-ordovisiske fylliter. De finnes i skilte stykker delt opp av senere erosjon fra strøket om Lysefjorden og Haukelifjell over Hardangervidda (Hårteigen), Hardangerjøkelen, Hallingskarvet, Hemsedalsfjellene, strøket omkring Helin i Valdres, Røssjøkollene i Gausdals vestfjell og Espedalen til Gudbrandsdalen. I massivene fra Hemsedalsfjellene og videre mot nordøst hører bergartene delvis eller helt til Bergen—Jotunstammen. I Gudbrandsdalen er et nytt moment kommet til, særlig tydelig å se i nedre Heidal: over det krystalline massiv ligger en mektig lagrekke med intrusjoner av olivinstein (serpentin), saussuritgabbro og trondheimit. De mest karakteristiske ledd i lagrekken er grønnsteiner, som må parallelliseres med Bymarkgruppen i Trondheimsfeltet, og det overliggende fossilførende serpentinkonglomerat. De geologiske og petrografiske forhold i Heidal ble utredet i store trekk av K. O. Bjørlykke;¹ nylig er området blitt nøyaktig undersøkt av Tore Gjelsvik.²

Lengere nord i Gudbrandsdalen, ved Ilkas utløp i Lågen sør for Dovre kirke, kommer vi opp til sørøstgrensen av Trondheimsfeltets store synklinalgrøft, som stryker over Gudbrandsdalen med sin forholdsvis smale sørvestflek. Her grenser lys sparagmit i sørøst til Trondheimsfeltets sedimenter i nordvest.

Det er forskjell på profilene i Heidal og på Dovre. I Heidal er det tydelig overskyvningsgrense, både fordi grensen heller forholdsvis slakt nordover og fordi massiv eruptivbergart ligger over fyllitiske bergarter, slik at grensen kan komme tydelig fram i topografien. I profilet i Dovre heller grensen brattere nordover, og både fyllitene

¹ Det centrale Norges fjeldbygning, N. G. U. nr. 39, 1905, s. 240 ff.

² Gjelsvik har framlagt resultatene av sine undersøkelser i et foredrag i Norsk Geologisk Forening.

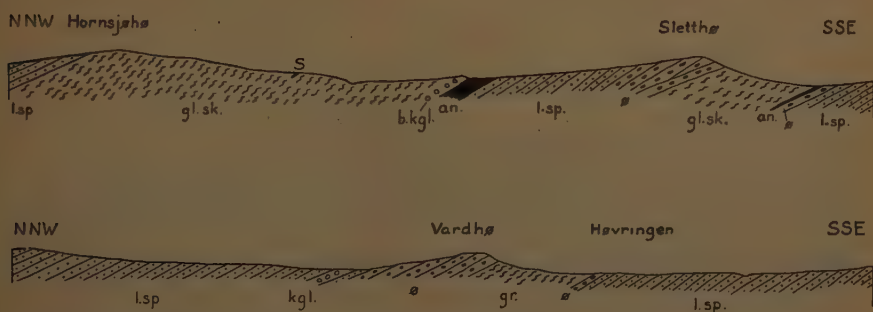


Fig. 1. Profiler over Høvringen—Vardhø og Sletthø—Hornsjøhø. Profilenes lengde omkr. 7 km, det øvre profil ligger omkr. 8 km øst for det nedre. ø — øyegneis, l. sp. — lys sparagmit, kgl. — konglomerat i undre del av samme, an. — anorthosit, b. kgl. — basalkonglomerat, gr. — grønnstein, gl. sk. — glimmerskifer (Trondheimsfelt sedimenter), s. — serpentin (olivinstein).

over sparagmiten og eruptivmassivet under Trondheimsfelt sedimentene mangler. I et slikt profil er det intet som taler imot at Trondheimsfelt sedimentene ligger over den lyse sparagmit med opprinnelig stratigrafisk grense. Dette er også den oppfatning som er kommet til orde i de fleste framstillinger av Trondheimsfeltets geologi. Også forholdene i Heidal ble tolket på tilsvarende måte av K. O. Bjørlykke i »Det centrale Norges fjeldbygning». Sedimentene av Trondheimsfelttype (»geosynklinaltype») skulde ha sin stratigrafiske plass over skifer-kvartsitavdelingen og fyllitavdelingen av »forlandstype», eruptivmassivet under Trondheimsfelt sedimentene ble sett på som kaledonisk og det tydelige skyveplan under massivet skulde være framkommet ved relativt ubetydelige forskyvninger. Den annen mulige og helt motsatte tolkning, at det er to helt faciesforskjellige, men stort sett samtidige lagrekker som er skilt ved skyveplanet, og at eruptivmassivet er det opprinnelige underlag for sedimentene av geosynklinaltype, svarer vel til den oppfatning som Bjørlykke tidligere hadde hatt. Denne er kommet på trykk i en meget kortfattet form.³

Her skal beskrives to mindre felter med Trondheimsfelt sedimenter som ligger mellom Heidalsfeltet og Trondheimsfeltgrøftens sørøstgrense på området for gradteigsbladet Sel. I disse feltene finnes det små rester av eruptivmassivet under sedimentene, som har så stor mektighet i Heidal.

³ Overskyvninger i den norske fjeldkjæde. Naturen 1901.

De geologiske forhold i strøket ses av profilene fig. 1. Den ene profil er lagt over Høvringen og Vardehø, det annet 7—8 km østligere over Sletthø og Hornsjøhø. Etter bekken Kvannslådalsåa sør for Vardehø og Sletthø finnes Trondheimsfelt-sedimenter. Under dem ligger lys sparagmit med en øyegneissone ved grensen, over dem ligger øyegneisen i Vardehø og i den sydlige delen av Sletthø. Denne øyegneisen ligger i strøkforlengelsene fra de mørke sparagmitaktige bergarter og glimmerskifer i bunnen av Gudbrandsdalen sør og nord for Brennhaug. De mørke sparagmitbergarter er overalt blitt til øyegneiser med røde kalifeltspater, ofte med habitus som rene grunnfjells-gneiser. En liknende mørk øyegneis finnes mellom den lyse sparagmit og grunnfjellsgneisen på nordsiden av Vågåvatnet. Etter dette skulde det ikke være tvil om at den mørke øyegneis i våre profiler ligger på sin stratigrafiske plass under den lyse sparagmit i nord, og profilene viser således en storstilet skjellstruktur i sparagmiten. Trondheimsfelt-sedimentene, som ligger som en linse klemte mellom sparagmitpakkene, er grønnstein ved Høvringen og grå kvartsrik glimmerskifer med noen linsjer av kleber lengere oppe ved Sletthø. — I Hornsjøhø nord for Sletthø ligger igjen Trondheimsfelt-sedimenter, mest grå kvartsrike glimmerskifer med intrusjoner av olivinstein, muligens innfoldet i den lyse sparagmit i en normal synklinal.

Langt oppe ved Kvannslådalsåa kommer en liten sidebekk ned fra øst, etter kartet noe under 1320 m o. h. Profilet her er: underst i sørøst lys sparagmit utviklet som øyegneis, over denne en lys skifrig, tydelig glimmerførende bergart med render av granatførende amfibolit, blottet i bare en meters mektighet. Skilt ved et dekket mellomrom står grå kvartsrik glimmerskifer på nordvestsiden av Kvannslådalsåa. Mikroskopisk viser den lyse skifrige bergart seg å holde albit, zoisit og muskovit, kvarts leter en forgjeves etter i preparatet. En slik bergart kan neppe være annet enn en kraftig forskifret og omkrystallisert anorthosit. Noe lengere nede ved bekken, ved Kvannslådalsbua, er det observert blokker av anorthosit og jotungabbrolignende bergarter med stor frekvens. Sannsynligvis er det her en linse av slike bergarter skjult under det tykke løsedekket.

Sørgrensen av synklinalen i Hornsjøhø er blottet ved Haverdalsåa, en større bekk som render ned nordhellinga av Sletthø og lengere nede bøyer østover mellom Sletthø og Hornsjøhø. Øverst i bekkeprofilet står lys sparagmit, som er bergarten i den største delen av Sletthø. Omkring 1320 m o. h., omkring 1 km ovenfor der bekken bøyer mot



Fig. 2. Ved grensen mellom anorthosit (til høyre) og basalkonglomerat (til venstre) ved Haverdalså. I bakgrunnen mot øst basalkonglomerat i høgd 1401.
Foto Kaare Münster Strøm.

øst, står en massiv til skifrig anorthosit, som trekker oppmerksomheten til seg med sin lyse farge. Anorthositen er sterkt forskifret i de sørligste blotninger nærmest sparagmiten, men nesten massiv i den øverste delen nordligst. Etter avstanden mellom den nordligste blotning av sparagmiten og det overliggende basalkonglomerat kan det være plass til opptil 150 m's mektighet av anorthositen. Over anorthositen ligger en grå tynnbenket, nærmest sandsteinsaktig bergart, som i sin underste del fører spredte boller og således har karakter av et konglomerat. Nedover langs bekken blir bergarten mer tynnskifrig og går over i en grå kvartsrik glimmerskifer som fortsetter i sørhellinga av Hornsjøhø, her med linseformete intrusjoner av olivinstein. Grenseflaten mellom anorthositen og konglomeratet er ikke blottet. — Østover fra bekken finnes konglomeratet igjen i strøkforlengelsen i en oppstikkende rygg (med høydetall 1401 på kartet). Vel en kilometer øst for bekken bøyer strøket i konglomeratet om til nordlig, og det stryker så igjen over Haverdalsåa omkring 2 km nedenfor der hvor denne bøyer om til østlig retning. Her er også anorthositen blottet

i en liten bekk som rinner ned i Haverdalsåa fra nord i Hornsjøhø; mektigheten er her redusert til bare omkring 10 m. — Vest for hovedprofilen er anorthositen også blottet i en liten bekk som rinner ned fra den nordvestlige topp i Sletthø.

Som alt nevnt er anorthositen forskifret mer eller mindre, det finnes fra finkornete helt skifrige bergarter til massive med centimeterstore plagioklaskorn. De opprinnelige mineraler er plagioklas og rød granat, mens det ved omvandlingen samtidig med forskifringen er nydannet klintzoisit, muskovit og klorit. Zoitsitmineraler finnes som inneslutninger i de saussuritiske plagioklaser og i de mer forskifrete bergarter også som selvstendige korn av klintzoisit, delvis sammen med klar nydannet albit. Selv de mest forskifrete bergarter viser rester av de opprinnelige plagioklaser. — På flaten øst for bekken, sør for høgd 1401 med konglomeratet, er det samlet to håndstykker av skarpkantete lokale blokker fra anorthositen. Megaskopisk er begge lyse grovkornete feltspatbergarter med opptil centimeterstore korn. Den en av disse er en granatførende anorthosit av vanlig type. Den annen (F29v 456)⁴ skiller seg mikroskopisk ved at feltspaten er en klar albit med en karakteristisk struktur med tynne, ofte avbrutte tvillingstriper. Strukturen minner om sjakkbrettalbit, men skiller seg fra denne ved at tvillingstripene er tynne og uregelmessige. Den synes å være typisk for albitiserte plagioklaser. Av andre mineraler finnes det i preparatet bare grønn klorit i en rosett og ellers ørsmå korn av ikke bestemt mineral i forsvinnende mengde. Bergarten blir således å betegne som en albitfels.

Grunnmassen i basalkonglomeratet er som nevnt en tynnbenket grå bergart med enkelte lyse innleirete striper. Mikroskopisk viser den skifrig tekstur med kornstørrelse omkring 0,2—0,4 mm, men ingen tydelig klastisk struktur. Mineralene er kvarts, albit, epidot, muskovit og biotit, i noen tilfelle også klorit og hornblende. Albit og epidot opptrer rikelig.

Bollene i konglomeratet er noe uttrukket, opp til desimeterstore. De aller fleste boller er av rødlige finkornete bergarter, som megaskopisk helst vilde bli holdt for finkornete eruptiver. Mikroskopet viser for noens vedkommende en tydelig klastisk struktur, i andre tilfelle er strukturen ikke tydelig klastisk, men sannsynligvis er de alle sedimentbergarter og kan kalles albitarkoser. Albit er et hovedmineral

⁴ Håndstykkets nummer i N. G. U.s samling.

i alle opp til millimeterstore korn og finnes i større mengde enn kvarts. Albiten er av forskjellig type. Den er dels vanlig saussurit med forholdsvis store og vel individualiserte inneslutninger i klar albitgrunnmasse, dels albit uten eller med meget lite inneslutninger, med jevne tvillingstriper eller med samme struktur som i albitfelsen. Epidot finnes rikelig, også muskovit, biotit og klorit finnes i de fleste. En av bollene skiller seg fra de vanlige albitarkoser ved at den fører rikelig mikroperthit og granat. Granaten er tydelig en klastisk bestanddel, den finnes i noen tilfelle innesluttet i mikroperthit. Dette er således en arkose oppstått av en granatførende eruptivbergart eller gneis.

Det ble under feltarbeidet holdt skarpt utkikk etter anorthositboller i konglomeratet, og det ble også funnet to boller av lyse feltspatbergarter. Ingen av disse svarer til den vanlige anorthosit i underlaget. Den ene av bollene er en albitfels (F29v 457), albiten har samme struktur som i albitfelsen fra underlaget, men er noe mindre klar enn albiten i denne og inneholder en del inneslutninger. Disse er for det meste små og ubestembare, dels er det saussuritinneslutninger av vanlig type. I strukturen skiller den seg også fra albitfelsen fra underlaget, den er finkornet, kornstørrelse omkring 1 mm, og kornene er uregelmessig avgrenset og dels trengt inn i hverandre. Denne strukturen utelukker at bergarten kan være av sedimentær opprinnelse. Av andre mineraler enn albit finnes epidot i dråpeformete korn av størrelse omkring 0,1 mm spredt rundt i bergarten, lignende formete korn av grønn klorit og grønnlig biotit i et rundt aggregat. Den annen bolle (F29v 474) inneholder opp til centimeterstore korn av albit med saussuritiske inneslutninger, vesentlig av muskovitaktig mineral. Albiten har jevne tvillingstriper. Mellom de store albitkorn er det mindre korn, omkring 0,5 mm, av albit og kvarts. Strukturen ser ut til å være klastisk, sannsynligvis er bergarten en albitarkose med særlig store albitkorn.

Vi skal først bringe alderen av basalkonglomeratet på det rene. Det er uten tvil basalavleiringen for glimmerskifrene med olivinsteinsintrusjoner i Hornsjøhø, som hører til samme sedimentrekke, som ligger over eruptivmassivet i Heidal og som Trondheimsfeltets sedimenter i sin alminnelighet. Som vi skal se kan ikke basalkonglomeratet og lagene over det svare til de underste deler av lagrekken i Heidal. På den annen side viser olivinsteinene i Hornsjøhø at lagene der ikke kan svare til de yngre deler av samme lagrekken. Etter erfaring fra

flere områder og mange geologer, helt fra Th. Kjerulf, hører olivin-
steiner, og tilsvarende serpentiner og klebersteiner, til et lavt nivå i
lagrekken. De kan brukes som et slags anorganiske ledefossiler.
I Heidal—Ottastrøket ligger alle disse ultrabasiske intrusiver under
grønnsteinen, således i den del av lagrekken som svarer til Røros-
gruppen i Trondheimsfeltet.

Det viktigste spørsmål er om vi kan være helt sikre på at anorthositen virkelig er det opprinnelige underlag for basalkonglomeratet, slik som de feltgeologiske forhold skulde tyde på. Men en skeptiker kan vise til de gangformete anorthositer som Barth har omtalt fra fjellkjedestrøkene.⁵

De fleste boller i konglomeratet er albitarkoser med albit og for det meste også epidot som hovedmineraler. Disse må være oppstått av en plagioklasrik fjellgrunn, som meget vel kan ha vært anorthositer og nærstående bergarter. Tilsvarende albitarkoser finnes i den undre del av lagrekken i Heidal—Ottastrøket, i Andersshø og Tolstadkampen på nordøstsiden av Ottadalen. I denne sammenheng er det av interesse at det finnes konglomerater i nært samband med albitarkosene i Tolstadkampen. Det viser seg derfor at basalkonglomeratet og lagene over det i Hornsjøhø ikke kan svare til den underste del av lagrekken i Heidal—Ottastrøket. Eruptivmassivet, som anorthositen er en del av, var for en stor del dekket av sedimenter da basalkonglomeratet ble avsatt. Dette er sikkert også forklaringen på at boller fra anorthositunderlaget er så sjeldne i konglomeratet.

Et bevis for at anorthositen virkelig er underlaget for basalkonglomeratet har vi i albitfelsen, som finnes både i anorthositen og som bolle i konglomeratet. Denne albitfels må være oppstått ved avkalking av anorthositens plagioklas med utskillelse av epidot, klorit og biotit. Disse mineraler må være dannet på bekostning vesentlig av anorthitkomponenten i plagioklasen og av granat, det eneste primære femiske mineral i bergarten. De nyutskilte mineraler finnes i liten mengde i de deler av bergarten som har kunnet undersøkes, særlig tydelig for epidoten, som finnes i betraktelig mindre mengde enn zoisitmineralene i de vanlige forskifrete anorthositer. En må derfor kunne gå ut fra at disse mineraler er blitt ført vekk et stykke fra opprinnelsesstedet og muligens blitt konsentrert i større mengde på andre steder. Denne albitiseringsprosess kan ikke ha noe å gjøre med albitutskillelsen ved

⁵ Norsk Geol. Tidsskr. 21, s. 190.

den kaledoniske tektonisering av anorthositen. Ved denne er det blitt utpreget skifrige teksturer, albiten som er utskilt er små klare korn uten tvillingstriper, kalkmineralet er en jernfattig klintzoisit og kalimineralet en muskovit. Den gjennomgripende albitisering som har ført til rene albitfelter har derimot gått for seg under nær statiske forhold, dette vises av at klorit finnes i vifteformete rosetter, eller liksom epidoten i runde spredte korn, biotit samlet i runde aggregater uten retningsbestemt struktur. Albiten med sin karakteristiske struktur ser ut til å ha beholdt den opprinnelige kornstruktur i albitfelsen fra anorthositunderlaget, mens den nydannete struktur hos albitfelsen fra konglomeratbollen er helt retningsløs. Etter all sannsynlighet er albitiseringsprosessen eldre enn den kaledoniske tektonisering og eldre enn bollenes innleiring i konglomeratet.

Anorthositene ved Kvannslådalså og Haverdalså er bare små rester av et krystalinsk massiv under basalkonglomeratet. Det kan ikke være tvil om at disse anorthositer hører geologisk og petrografisk sammen med bergartene i Heidalsmassivet, som for største delen består av granatførende anorthositiske bergarter. Noen helt tilsvarende anorthosit finnes, så vidt vites, ikke i Heidal. Da anorthositen ved Haverdalså har vist seg å være det prekaledoniske (prekambriske) underlag for de overliggende sedimenter, må det samme også gjelde i Heidal. Det er således funnet et feltgeologisk bevis for den prekambriske alder av Bergen—Jotunbergartene, i det minste i denne delen av landet. Hermed er det også uten videre klart at eruptivmassivene og de overliggende geosynklinalsedimenter er skyvedekker av meget stor transportvidde. Det samme må også gjelde for sedimentene nordenfor i Trondheimsfeltgrøften, som ligger over den lyse sparagmit uten noen mellomliggende eruptivplate.

Som det sees av profilene ligger ikke bergartene i dette skyvedekke på et noenlunde horisontalt skyveplan, men i nedfoldete synklinaler i sparagmiten eller som linser mellom sammenskjøvne sparagmitpakker. Dette er en av de ting som viser at vi må regne med flere faser i fjellkjedens dannelse, i dette tilfelle med en kraftig foldning og sammenskyvning etter overskyvningen.

Alderen av de krystalline massiver i fjellkjeden har vært et omstridt spørsmål i skandinavisk geologi. De overskjøvne massiver har lenge vært i søkelyset, i senere tid har også bunnmassivene vært gjenstand for undersøkelse og diskusjon. Med bunnmassiver menes gneiser og eruptivbergarter som er underlag for sedimentene i de sentrale

delar av fjellkjeden.⁶ Anorthositkomplekset i Gudbrandsdalen er over-skjøvet, men er samtidig bunnmassiv for de overliggende Trondheims-feltsedimenter. Forfatteren har tidligere offentliggjort et tektonisk kart over nordre delen av Gudbrandsdalen og strøkene nærmest sønnenfor.⁷ Foruten grunfjellet med de overliggende forlandsavlei-ringer ble det utskilt to overskjøvnne massiver, det undre av dem med en overliggende lagrekke av geosynklinaltype (Trondheimsfelttype). Det kart som da ble offentliggjort trenger revisjon på grunn både av utilstrekkelige data og av feiltolkning fra forfatterens side. Men videre kartleggingsarbeid har bare bekreftet de hovedtrekk i fjellbygningen som ble framstilt på kartet.

SUMMARY

A Basal Conglomerate Resting upon Anorthosite.

In the Caledonides of Southern Norway a number of crystalline massifs, separated by erosion, are lying with marked tectonical contacts indicating overthrust above Cambro-Ordovician phyllites of the fore-land. In the northern Gudbrandsdal district one of these massifs consists of anorthositic rocks belonging to the Bergen—Jotun tribe. It is here covered by a series of sediments of Cambro-Ordovician age of a marked geosynclinal character, including gabbroid volcanic rocks (greenstones) and containing Caledonian intrusives, among which are peridotites (serpentines).

The present paper deals with the conditions in an area in the mountain regions east of Gudbrandsdalen (about 61° 59' N, 9° 33' E), where the said geosynclinal sediments occur in a syncline embordered by sparagmites. At the southern side of the syncline is a basal conglomerate at the base of the geosynclinal series, below a thin slice of anorthosite occurs above the sparagmite (the Cambro-Ordovician fore-land sediments above the sparagmite have here been squeezed out at the overthrust). Among the boulders in the basal conglomerate an albite rock was found, a corresponding rock, certainly originating from the anorthosite by a decalcification of the plagioclase, was also found

⁶ O. Holtedahl: On the Caledonides of Norway. Vid.-Ak. Skr. I. M.-N. Kl. 1944. No. 4.

⁷ Norsk Geol. Tidsskr. 20, s. 271.

in the underlying anorthosite. It has thus been proved that the anorthosite is the Pre-Caledonian (Pre-Cambrian) basement of the geosynclinal sediments. The anorthosite corresponds geologically and petrographically to the above-mentioned anorthositic Bergen—Jotun rocks in northern Gudbrandsdal. Thus, for this part of Norway at least, the Pre-Cambrian age of these rocks has been proved. Consequently, there is no doubt of these rocks and the geosynclinal sediments covering them being involved in overthrusts of a prime order of magnitude.

The chief section with the anorthosite to the right and the basal conglomerate to the left is seen on the photograph Fig. 2 (looking east). The geological conditions are seen from the sections Fig. 1 (length of sections about 7 km), the upper section includes the localities described. The geosynclinal sediments (*b. kgl.* — basal conglomerate, *gl. sk.* — micaschist, *gr.* — greenstone, *s* — intrusive lenses of peridotite) and underlying anorthosite slices (*an.*) are embordered by sparagmites (*ø* — augen gneiss of sparagmitic derivation, *l. sp.* — light sparagmite, *kgl.* — conglomerate in the light sparagmite), occurring in synclines or as lenses between sparagmite plates with schuppen structure. The anorthosite and the overlying sediments are thus not lying on a subhorizontal thrust-plane above the sparagmite, and tectonical movements subsequent to the overthrusting must have taken place.

Ms. rec. April 14, 1945.

GEOMORPHOLOGY OF THE RONDANE AREA

BY

KAARE MÜNSTER STRØM

With 6 Text-Figures, 24 Figures on 12 Plates, and 1 Map.

Situation and Introductory Remarks.

The Rondane Mountain Area as circumscribed in the large map lies between $61^{\circ} 47.1'$ to $62^{\circ} 6.2'$ N.L., and $9^{\circ} 25.1'$ to $10^{\circ} 17.8'$ E. Gr. (lower margin of map; upper margin $9^{\circ} 24.8'$ to $10^{\circ} 18.1'$), covering about 2030 km². Of this area I have obtained a somewhat detailed acquaintance with 1600 km² during the four summers of 1941 to 1944, and the actual meshes of my routes are rather close within this lesser area. Even if there are stones unturned, I know most of them!

The present paper mainly deals with the Rondane high mountains proper, covering some 400 km², which are on the locational map (A). The map used during the field survey was the original in 1:50 000, upon which the 1:100 000 map reproduced is based.

In the following, localities are frequently referred to the 1:100 000 map by their distances in mm from the left and upper margins of the map, given in *italics*. E. g. the coordinates *212.147* indicate a point 212 mm from the left, 147 mm from the upper margin of the map.

References to figures are only by their numbers (photos on plates), or letter (text figures). Details in figures are referred to by the same mm coordinate system as on the map, only not in *italics*. The figures themselves have got such full explanations, that they alone might well be regarded as a geomorphological account of the area.

This is the second paper of the Rondane Survey series. In the first one (Strøm 1944) a brief outline of the development and scope of the researches was given. A popular description of the geology and morphology of the area has been published in Norwegian (Strøm 1943).

My sincere thanks are due to the Scientific Research Fund of 1919 for liberal grants toward the work, and to my friends Dr. T. F. W.

Barth and T. Sund, M. A. for good comradeship and hearty collaboration. Many interesting comments were made on a delightful 10-days excursion that I led in 1943, Dr. W. Werenskiöld, F. Isachsen, M. A., with twelve young geologists and geographers taking part.

Rock Structure.

A complete petrological account will be written by Dr. Barth in the Rondane Survey series, while there are several valuable observations in the paper by Øyen (1898). Here are only given the data necessary for a geomorphological understanding.

The area within the coordinate lines NS 103, 350, and WE 110, 285, that is the whole Rondane high mountain area and surroundings, is exclusively built up of sparagmite, an eocambrian sandstone with feldspar, which superficially has much the character of a quartzite. It has a regular cleavage (18) and jointing, produced by the pressure of overthrusts during the Caledonian folding period, which through differential sliding of layers has caused a very pronounced secondary bedding. Muscovite occurs on the cleavage planes, with friction striae.

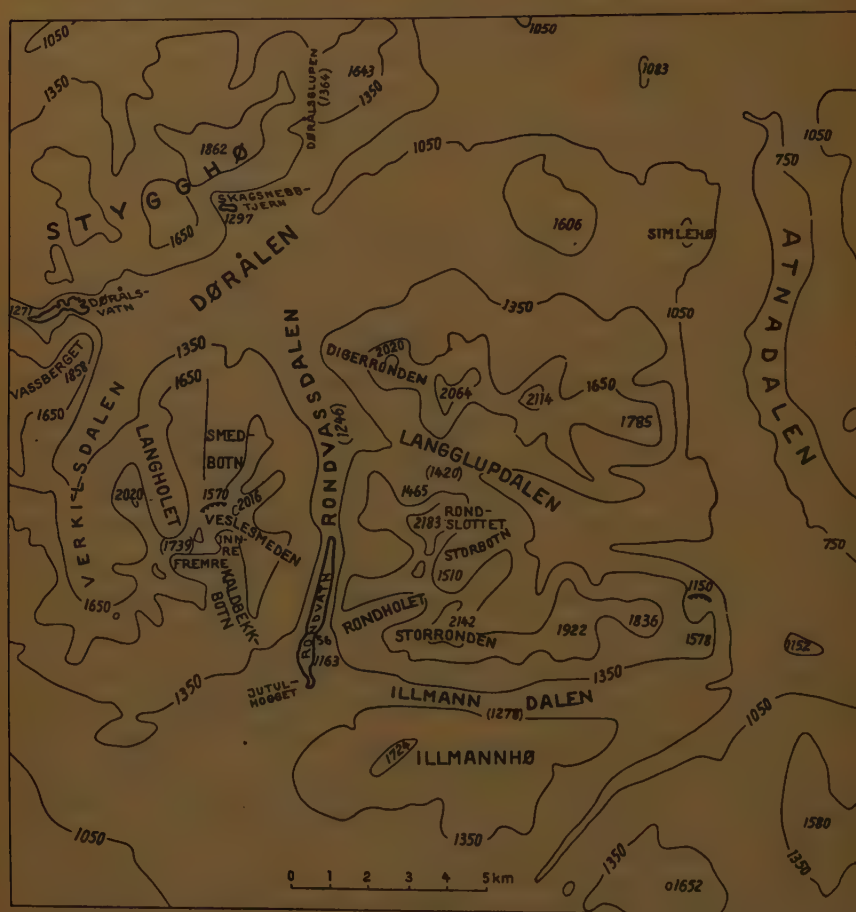
Interspersed in the sparagmite mass there are layers of a strongly deformed quartz conglomerate.

Through mechanical weathering the rock readily splits into mostly narrow rectangular flags. To chemical disintegration it is practically immune.¹

The layers generally fall towards N and NW, as a rule with a dip of 10 to 20, sometimes up to 30°, but in many places are horizontal. There are zones of pronounced vertical macrojointing in a direction NNE—SSW. Only in one place, visible in the vertical shores of Rondvatn lake (202.243) is there a strongly folded section. This is

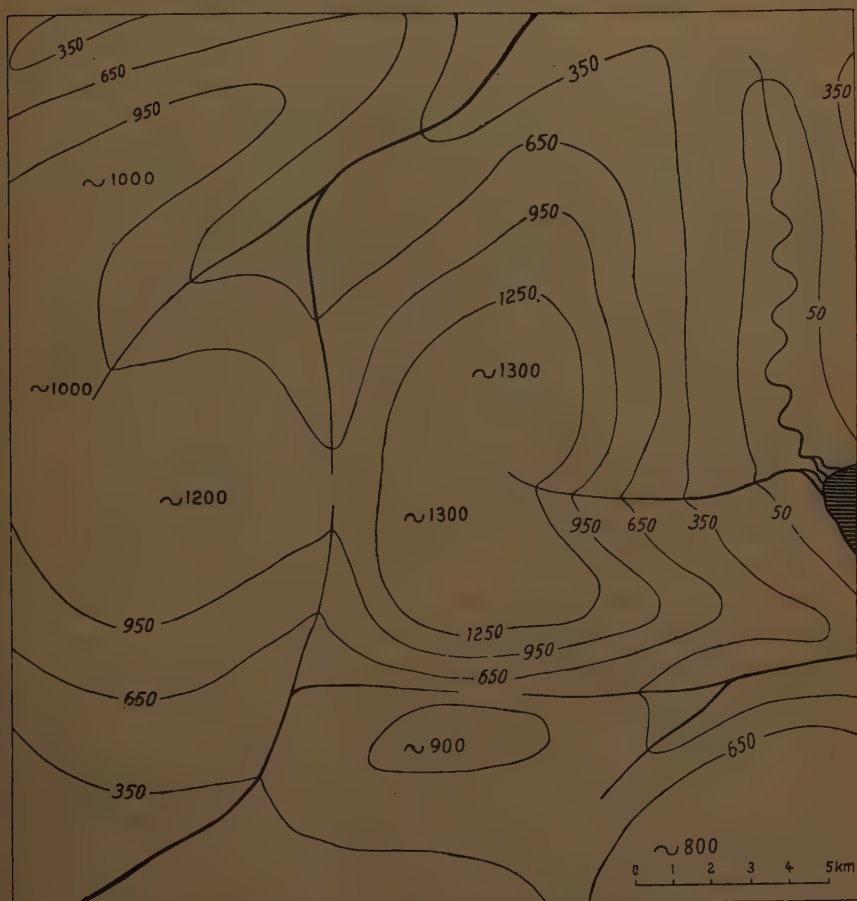
¹ The analysis given by Barth (1938, p. 64) as average composition of unmetamorphic sparagmite is very illustrative:

SiO ₂	80.89	MgO	0.04
TiO ₂	0.40	CaO	0.04
Al ₂ O ₃	7.57	Na ₂ O	0.63
Fe ₂ O ₃	2.90	K ₂ O	4.75
FeO	1.30	H ₂ O	1.11
MnO	0.00	P ₂ O ₅	0.00
			99.63



A. Locational map of Rondane. Isohypses for 750, 1050, 1350, 1650, and 1950 m. Altitudes in m; pass altitudes within brackets; lake names and depth figure leaning. The two thick, serrated lines are postglacial moraines. Altitudes refer to cirque floors on distal side of moraine.

interesting, as we have here the deepest exposure in the centre of the massif. From the occurrence of a window immediately E of the map margin we know that the subjacent archean cannot be very far below. That a folding zone, evidently caused by resistance from the underlying rocks, exists in the centre of the Rondane bulk, would indicate that the bulk is a repetition of a convexity in the archean surface.



B. A probable preglacial (late-Tertiary) surface. Map covers the same area as the locational map A. Supposed drainage is indicated. Contours and altitudes refer to the possible sea-level for the period suggested (Miocene—Pliocene) of $+1000$ m, the land elevation being somewhat under way from the probable Miocene level near Rondane of $+1450$ — $+1550$ m.

Generally speaking, the sparagmitian rocks of the Rondane area through their homogeneous structure are ideal for a study of geomorphological processes. Even if the conglomerate sheets are harder, the rocks in the NW parts nearer the Caledonian folding zone through a wavy micro-texture more resistant, and the zones of joints more liable to erosion, the uniformity is the striking feature, and possibly unique in a high mountain area.

Surface at the Commencement of the Glacial Cycle.

A somewhat rough reconstruction of a district that has been subject mainly to local glaciation, and where parts of the surface between the cirques are preserved, should be both possible and useful.

The Rondane area must for a very long time have been highlands with mature forms. At the beginning of the Tertiary land elevation, sea level in the west (around the present Jostedalsbre) was probably some 1800 m corresponding to a peneplained surface, preserved over wide areas. (The question of possibly later Tertiary faults within the land region cannot be entered upon here.)

From many indications, this surface in the regions surrounding Rondane may be judged to have lain between 1450 and 1550 m, and above that level Rondane must have emerged up to some 650 to 850 m as mature, rounded hills. From parallelization with the Alps (Göttinger 1912, p. 27 f., v. Klebelsberg 1935, p. 423), and as a mere guesswork, this surface, and the beginning of Tertiary elevation, may be dated as early Miocene. There is another, lower level, at about 1000 m, that cannot be entirely explained by the »in situ« levelling processes of Richter (1896, see post p. 372), and which might be Miocene-Pliocene.

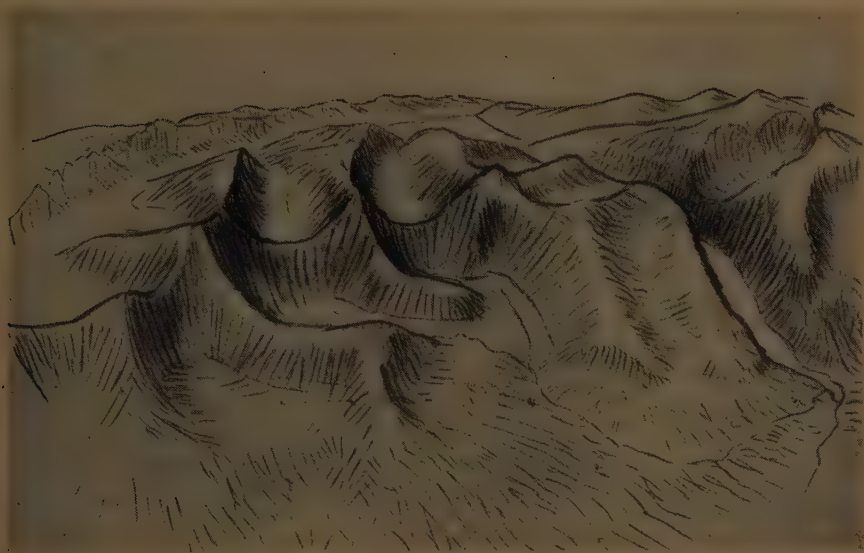
The map B aims at a reconstruction of the Rondane area at that stage. Isohypsies and drainage are drawn with due regard to a number of local conditions, which cannot here be specified. The summit level is imagined to be some 100 m above that preserved in the E part, and about 200 m above the highest summits of the W part where no real level has been preserved.

Main Relief, and Forming Processes.

A glance at the map, or the stereogram C, at once fixes the geomorphological character of the Rondane central area, it is a fretted upland, though not in an advanced stage.

The characteristics of the area are thus the initial surface together with the cirques and transectional valleys, as well as several levels of erosion. But interesting are also the character of the foreland, and some erosional forms in the periphery of the area as circumscribed in the locational map A.

The surface initial to the glacial cycle can only be summarily reconstructed, as has been attempted, but an "old" surface is found in



C. Stereogrammetric representation of W Rondane from S. After original (reproduced Mannerfelt 1940, Strøm 1943) by E. Laurell & C. Mannerfelt.

many places. This old surface has been pared down by weathering, and run over by the inland ice, probably even after the last wholesale cirque erosion at the commencement of the last ice age, but in spite of that must be regarded as conforming to the Tertiary relief.

An example of the paring and weathering down is given in 17 (78.145) where hard conglomerate rocks protrude about 25 m above a well-rounded surface. A little farther to the N (83.127) there is a widespread occurrence of similarly protruding olivine rocks. In the first case the conglomerate lies between sparagmite rocks to the right and phyllites to the left (geologically it is basal to the phyllites), in the second case the country rock is phyllitic. It is possible that the "hårtlinge" and their surroundings have not for ages had a common surface, but more probably the protuberance is a measure of general denudation during a certain length of time, which cannot now be specified.

In the E part of central Rondane there are flat, or gently curving summit surfaces (4, 8, 14). In the W part E of Verkilsdalen the frettage is too great (1, 3, 8), so that an old surface is nowhere preserved. But W of Verkilsdalen the mountain plain (really plateau,



D. Vassberget—Steinbuhø old surface. From Steinbuhø (90.190, 1573 m) towards Vassberget (140.173, 1858 m. Level summit left 1753 m). Drawn by R. Smit after photo by K. M. Strøm.

since the layers are practically horizontal) of Vassberget—Steinbuhø (98.164, 142.160 to 100.230, 132.217) which shows so well in D and IO, constitutes the largest part of the old surface preserved. It continues W of an intervening valley in Sletthø (62.162, 58.180, 88.164) which is so flat that the summit altitudes only vary from 1577 to 1593 m over an area of some 4 km². Styggø, N of central Rondane, even if rather dissected, has a comparatively level skyline of 1750—1850 m (2).

The cirques in Rondane are very characteristic both of the mode of erosion, and rock structure. A typical picture of a comparatively round and short cirque is 6. This may be regarded as the classical type. But the Rondane cirques are often much elongated, and form finger valleys. Langholet (8) is characteristic of this type, and is also noteworthy as being a hanging valley in relation to the Verkilsdalen finger valley. All those transitional stages are well illustrated in the central part of the map. The reason for the Rondane cirques being thus relatively long, and very flat-bottomed (5), with no real cirque lakes, is doubtless the character of the sparagmite rocks, which

shatter so easily that the back wall recession is very rapid, and no rock thresholds are preserved, the only instance being a quite abortive one (7), damming no lake. The contrast against cirque glacier work in the tough plutonics of Moskenesøy (Strøm 1938), where in the generally short cirques are small lakes overdeepened to more than 170 m (one lake with a surface of 0.87 km² has a maximum depth of 168 m) is very striking. In the one case one has the impression of drills working horizontally, in the other vertically.

The altitudes of Rondane cirque floors are most typically 1450 to 1600 m, but even neighbouring cirques may differ much (3).

Where the frettage has proceeded far, the cirques are separated only by saddle-edges, as is mathematically inevitable when two cirques approach each other through progressive erosion. This has been demonstrated by Hobbs (1910, p. 162, fig. 19), the intersection of two truncated cones representing the cirques being a parabola. The argument of Mannerfelt (1940, p. 38) that the saddle-shape of edges is evidence of an erosion by inland ice therefore does not hold good, whereas the rounding of the saddle-edges from cirque to cirque must probably be the result of an overflow. But this overflow might simply have been a coalescence of the two cirque glaciers, not necessarily an overflow by the inland ice.

Very interesting is the fact, appearing in the map (143.168, 151.238, 185.165) that the finger valleys from W central Rondane towards N have a steep W side, and a more gently sloping E side. Unhappily circumstances are complicated by the structure of the rocks, there being a WNW dip of up to some 30°. But I regard it as highly probable, even if on account of structure a complete demonstration is not possible, that this is due to a well-known climatic factor, névés and glacierets commencing earlier and persisting longer on the W than on the E side, the sunshine from the E being less effective than that from the W, after the daily air warming. While prevailingly W winds through differential snow accumulation may play a part towards the same orientation in an incipient stage, this factor should be of no consequence in an old, deep cirque. Forbes (1938, p. 113, fig. 116) has a magnificent air photo of the same phenomenon from the Torngat mountains in Labrador at 59° N. L.

The time for the main formation of the cirques must be at the beginning of each glacial sub-cycle, when alpine glaciation commenced in the highlands, the very first incipient glaciers being merely névés

on the old surface. For each erosion period the cirques were deepened and lengthened, transforming topography from the "biscuit-board" to the grooved, and finally the fretted type. The farthest incised cirque, Verkilsdalen finger valley, is 7.5 km long, the highest back wall (N of Rondslottet, 15, 230.210, 230.203) more than 700 m high. The conception of the important function of meltwater in cirque formation, convincingly put forward by Lewis (1940), certainly helps much towards an understanding of such extended erosion, the easily shattered Rondane sparagmite as previously mentioned being especially liable to destruction by sapping.

In many cases, postglacial sapping has played an important part in keeping the edges of cirques sharp. Nearly everywhere when extremely steep walls and sharp edges appear (contours merging on map) there are, or have recently been, glacierets or névés (4, 6), these cirques with rejuvenated forms being markedly different from those where no such sapping has recently occurred. The exception is the E side of Vassberget, where the steep wall has a somewhat different character with the numerous couloirs, and is kept steep through hard horizontal layers appearing high up, the highest immediately below the summit (10).

No cirque, with one possible exception (post, p. 376), has however been filled by glaciers since the melting of the inland ice (Mannerfelt 1940, p. 26).

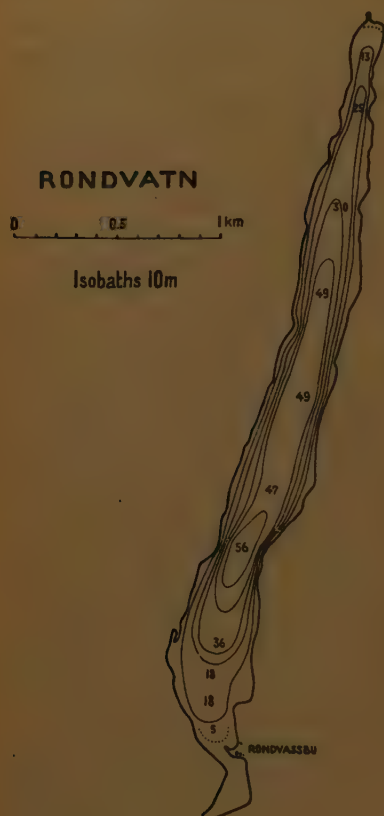
There are various stages to be seen in the formation of transectional valleys. The first one is when the cirques begin to join, and the saddle-edge or col separating them is much lowered. This is the case with the col between Langholet and Kaldbekkbotn (171.220) which is only 1739 m, and which has certainly also been overflowed by the inland ice. The next stage is when the cirques have fully joined, and form a valley with a graded ascent from each side (Langglupdalen, pass alt. 1420 m). Finally a full transectional valley is formed (2, 111.157 to 145.160, W of Dørålsvatn, pass alt. 1340 m). The transectional valleys Illmanndalen (pass alt. 1278 m) and Rondvassdalen (pass alt. 1246 m) are probably tectonically conditioned as well. This is demonstrably the case with Rondvassdalen, where the pronounced vertical macro-jointing is visible on the E side, and which has an "uncalled-for" continuation in the Dørålsglupen glen N of Dørålen (12, 197.103).

How great is then the work of the inland ice? While having generally pared down the land surface (ante, p. 365) its erosional effect is not to be compared with that of local glaciation. This is easily to be understood when we realize that at least during the later part of the last glaciation period the main ice divide passed immediately over Rondane. On the surrounding valley bottoms there are deposits, certainly dated as of the last interglacial period or older through the occurrence of mammoth remains, and moraines that have been judged to belong to a glaciation older than the last (Strøm 1943 A p. 288).

During the maximum of the last glaciation it seems probable that the summits of the Rondane mountains were just buried. Through lateral drainage channels from the melting period there is clear evidence of the ice reaching up to 1600 m (on Steinbuhø—Vassberget). That the Langholet—Kaldbekkbotn 1739 m col was overflowed by inland ice is seen not only from its smoothing in a transverse profile, which could be dependent upon local glacier coalescence, but upon the indications of a strong iceflow out of Kaldbekkbotn, where the only roches moutonnées (18, 19) occur, and the flow out Fremre Kaldbekkbotn has helped to form and preserve the abortive rock threshold of Innre Kaldbekkbotn (7) with its then relatively stagnant ice. But a complete overflow cannot be proved, only autochthonous rocks occurring on the highest summits. What is known of the inland ice height limit towards the west, and its rising towards Rondane, makes, however, the overflow at the last glaciation maximum seem certain.

Such a great thickness of ice (at least 1000 m above the valley floor), even if slowly moving, has caused an overdeepening in the Rondvassdalen transectional valley (1, 13, along E side of valley and lake from 207.198 to 203.255, Strøm 1944, p. 6, fig. 1). This valley is also the only NS gap for a very long distance. The overdeepening is continued in Rondvatn (E), which adds some 50 m (max. depth 56 m), the total overdeepening being at least some 150 m. Erosion has been concentrated towards the deep, in places forming a trough-in-valley.

This example of directed erosion may be contrasted by cases of selective erosion. Apart from the more or less easily eroded tectonical zones, which are responsible for the whole Rondvassdalen



E. Depths in m. Only the deepest sounding is shown for each traverse. Areas inside the dotted curves are very shallow. From Strøm 1944.

given in F. One could think the cirque floors dependent upon some preglacial levels, as has been demonstrated in the Alps¹ even if these preglacially levelled surfaces were wholly destroyed, and not preserved as in the Alpine example. A consideration of the occurrence of levels in every different altitude, however, indicate that they are levels of special erosion, not of general denudation.

system, we see selective erosion brought out through the formation of ledges from hard materials in cirque and valley walls (2, 10). In areas with weak erosion there may be preserved knobs, such as one covered by the hard quartz conglomerate (232.187), but the general impression (ante p. 363) is that of Rondane as built up of a highly homogeneous material.

Most interesting is the occurrence of levelled areas. A very good example is given in 5, where we see three nearly horizontal levels at 1570, 1740, and 1810 m. Such levels are found in many places, but do never correspond, a proof that they are not preglacial. Indeed possible preglacial levels apart from the old surface could not with the enormous amount of erosion, be expected to be preserved. All levels below the old surface, which I have been able to recognize, are old cirque floors or valley bottoms. Such cirque floor levels are common in many Norwegian mountains, a very good example from outside Rondane is

¹ E. g. v. Klebelsberg 1935, p. 424, Karwendelgebirge: "Dabei ist besonders lehrreich daß dieses Niveau (um 2100 bis 1900 m) auch noch abseits der Kare in ausgedehnten Resten erhalten ist."



F. Mountains around Svartnibbo (central peak 1730 m; in Sunnmøre, 62°15' N. L., 7°30' E Gr.) towards S. Levelled surfaces on mountain side within cirque glacier region. Drawn by R. Smit after photo by J. Hødal.

For a demonstration of the mode of formation of these levelled surfaces, Rondane supplies one key area (11, 13, 205.169 to 239.165). The continuation of the cirque floors as projecting bastions, especially the E-most, and the difference of altitude of some 100 m between the two floors, are very important.¹ Thus is given a key towards understanding that the surface of a projecting spur may be an ancient cirque floor, and the occurrence of so many different levels in one neighbourhood. The photo 5 is then fully interpreted by assuming

¹ Final proof of the projecting bastions being solid rock platforms could not be given. They are, however, covered by *débris* like that elsewhere weathered in situ. In the stream valley 227.157 there was morainic material, but this is only to be expected, as the great ravine is certainly not postglacial, and must have been entirely filled up during the last glaciation, the postglacial brook eroding its way through the loose deposits. The stream head (at 229.161) is certainly in rock. The ledge and flat-topped, truncated spur 1512 m are not due to an occurrence of harder rock.



G. Ideal section through a mountain region of central Norway.

the horizontal levels to be cirque floors, two ancient ones, and one recent.

Apart from these cirque floor levels, there are in some places old valley floors recognizable. The gently rising 1260—1380 m surface (12) on the N side of Dørålen valley is probably an ancient floor of that valley, the not very clear-cut cirque there being probably "based" upon the ancient valley floor, as the cirques in the Alpine example (footnote p. 370) are based upon old surface levels.

The backward erosion by cirque (or piedmont glaciers) on a large scale much stressed by Høltedahl (1929, p. 16—18, 21 etc.), was first recognized by Richter (1896 p. 17) from observations in Norway. His little paper is certainly one of the foremost contributions to the geomorphology of our country.

As a result of cirque level incisions, overflow by inland ice, and general denudation, we get a somewhat inclined plane abutting against the high mountains,, where the present backward erosion frequently takes place through cirque glaciers.

This inclined surface abutting against higher mountains is in Norwegian called a *fly*, a name which I propose for international acceptance. It is not to be confused with the *vidde*, a somewhat peneplained mountain surface (around Rondane at about 1000 m), which is largely a preglacial level (ante p. 364) that as a rule forms the local base level. In an ideal section of a central Norwegian mountain region we thus get the geomorphological elements indicated in G.

Speaking in a very general way, the "fly" is a kind of rock pediment. The approach from the "vidde" to the high mountains of Western Rondane on a profile from near Mysuseter to Veslesmeden (170.341 to 181.210), where the "fly" and high mountains are illustrated on photo 1, is very near to the ideal profile.

Morainic deposits cover most of the ground below some 1300—1400 m, but except when sculptured by fluvoglacial activity during the melting of the last ice sheet (post p. 374), are quite featureless. The cover, e. g. over the “fly” in 1, is, however, nowhere very thick, the streams soon reaching bed rock.

A general view of the high mountains as areas of denudation, and their surroundings as accumulation areas is given in 9.

Besides the results of postglacial fluvatile erosion (post, p. 376) there are some larger features which must at least in part be due to erosion by running water. This is the valley with its tributaries (Bråkdalen, 102.180, 119.180 to 116.250) draining a W mountain slope and the Vassberget—Steinbuhø mountain plain. While undoubtedly modified by ice, this valley system probably owes its origin to the drainage of the plain. On the less extended high surface of Styggghø there has in postglacial time certainly long been preserved or renewed a plateau glacier. The disproportionately deeply cut drainage valleys, as well as small frontal moraines even at 1300 m on Gravhø (188.51) farther north, clearly indicate this. The same must have been the case with Vassberget—Steinbuhø above some 1600 m, where the plateau glacier separated from the main body of ice melting downwards towards the S. At a later stage, a tongue of the main body lay in Bråkdalen, where there are traces of small pocket lakes at about 1420 m, and the drainage must have been under this tongue. But the final melting of the plateau glacier must have sent its large volumes of water through an ice-free valley, and such meltings with correspondingly large drainage certainly have occurred several times during the glacial ages with their (in Scandinavia) two or three interglacial and numerous interstadial epochs.

Features from the Melting of the Last Ice Sheet.

There are very extensive traces, both erosional and accumulative, of fluvoglacial activity arising from the melting of the last ice sheet. As we are not here concerned with the history of ice wasting, it is sufficient to mention that after having had its divide over the Rondane area the inland glacier was dead here throughout this period, and that the ice besides melting downwards also melted backwards from N to S, leaving isolated strips in valley bottoms. (And plateau covers in places outside central Rondane. Ante p. 373). The history of the period will form the substance of an important paper by T. Sund.

Among fluvoglacial phenomena are the traces of drainage, frequently as channels in series below each other along the sides of ice lobes projecting into valleys (5, 16. Illmanhø series 5 are seen in contours 205.264). These drainage channels are cut in rock or washed out in different materials (15, 16), usually moraine. Sometimes very long canyons are formed by lateral drainage, but more frequent are short canyons forming spillways from a lateral channel towards subglacial drainage. Subglacial drainage channels are very common in places, and whole hillsides covered with moraine may be riddled through by lateral and subglacial drainage (1, contours 193.250).

When the snout of the melting inland glacier lay in Rondvassdalen, this was the only outlet for meltwater over a very long distance. Enormous quantities of outwash were carried towards Dørålen and deposited against the ice left there, which finally consisted only of a wasting strip in the valley bottom. Thus was formed the magnificent fluvoglacial landscape with drainage channels, canyons, pitted and terraced outwash, delta plains, ice contact slopes, and terraces in moraine material, figured 9, 11, 12, 13. For detail one is referred to the descriptions of those figures. While running water is responsible for the formation of these terraces, others seem to have been deposited in "pocket" lakes between the ice and land, but traces of true ice-dammed lakes do not occur in Rondane.

Of more strictly glacial origin are the dead ice deposits, which fill the bottoms of transectional pass valleys, appearing as a knob and kettle landscape with lakelets (Rondvassdalen 206.190, Illmann-dalen 244.257, and with a more subdued relief in Dørålsvatn valley 139.159, 2).

In several cases streams have been deflected with lasting effect by the ice or glacial deposits. Noteworthy is the brook figured 1 and 21, which has got a new course with a knee at 194.256, and the considerable stream deflected from running eastward to a northward course at 317.146 by the glacier tongue in Atnadalen, as instanced by Mannerfelt (1940, p. 31). The preglacial drainage is given on the late-Tertiary surface map B.

Present-Day and Postglacial Change.

The results of recent weathering are everywhere in evidence, as is only to be expected from the effects of frequent frost and thaw upon rocks that shatter so readily as the Rondane sparagmite.

Extrapolated temperature values for Rondvatn (recalculated from Strøm 1944) indicate the large space of time when alternating frost and thaw may occur:

°C	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Year
Rondvatn 1163 m ..	−10.4	−9.8	−9.2	−4.5	0.9	6.4	8.3	6.9	3.2	−2.5	−7.4	−10.1	−2.4
Gradient for 100 m	0.4	0.4	0.8	0.9	0.9	0.8	0.7	0.7	0.6	0.6	0.5	0.4	0.65

Good examples of weathering are to be seen in 10, 18, 19. At the foot of nearly all steep mountain sides there are large tali and as a rule the steep sides are furrowed by couloirs (6, 10, 250.239 and 142.178), which in a northern exposition are filled with snow. All more or less level surfaces above some 1400 m are covered by a not very thick layer of rocks and stones weathered in situ; with horizontal layers underneath, the cover frequently consists of great flags lying flat. Where flags are weathered to small pieces, these are sometimes laid down by the snow cover as a pavement (24).

Characteristic pock-marked surfaces due to sapping by snow patches occur, notably on the not very steep, N-exposed mountain flank 168.175. The sapping activity of even small accumulations of snow is everywhere conspicuous.

Regular rock slides with typical side walls are especially to be seen in Illmanndalen, where one slide has reached across the valley bottom, and conjointly with residual dead ice ridges/ dams up a lakelet. The remarkable phenomenon of rock slides taking place upon névés is everywhere to be seen in the cirques (5, 6, 24), and is brought into evidence by the recent melting of névés, leaving ledges of débris along their previous foots (24). In one place (Verkilsdalen 147.200) really enormous rocks have slid from 2000 to 1200 m on the hibernal snow cover of screes.

There are only a few places where a kind of glaciers occur at present, but one of these glaciers, that in Smedbotn, has left a very conspicuous moraine (23). But this imposing accumulation is certainly mainly formed by the weathering of the back wall with débris sliding across the steep névé of the glacier at the time when it reached the proximal side, the process being somewhat supplemented by glacial movement. At present the much-retired glacier clings immovably to

the back wall. The last advance must have been quite recent, probably in the 1740's. This is, however, a phenomenon mainly of the same kind as the sliding on *névé* everywhere in the "sharp" (p. 368) cirques, only on a larger scale. But there is a much older terminal moraine at a low altitude (299.228, at 1150 m, as against Smedbotn 1570 m, see also A) mentioned by Mannerfelt 1940, p. 20) and surveyed by T. Sund, but not by me. This moraine may be paralleled with traces of similar low altitude glaciation mentioned by Mannerfelt (1940, p. 33 ff.) and Holmsen (1915, p. 8 f.).

There are some few landslides in loose deposits, but really more remarkable is the wonderful preservation of the glacifluvial deposits, which in all places where the meteoric water seeps through are as if laid down yesterday.

Solifluction phenomena occur in many places. Most conspicuous is the formation of streaks of stones on mountain sides with suitable material above some 1400 m, these streaks being disposed either horizontally or vertically, according to the steepness of slope and character of material. Overhanging festooned sheets of soil do not occur within Rondane proper, precipitation being too low, the sparagmite also forming poor sliding surfaces, in contrast to e. g. phyllites. Polygon fields are met with in some few localities, on one very slightly sloping level in what could be called the "churchyard" type, elongated "graves" with raised flags as "headstones" (20). Practically all the Rondane high mountain area is above the present limit of peat formation.

Stream erosion is everywhere evident, both in loose deposits (13), and in rock. In rock the larger amount of work is certainly done by weathering and canyons or gorges with vertical sides are formed, the streams carrying away the *débris* (21, 22). Deposition occurs in lakes (21), and in the flat part of Atnadalen above lake Atnasjø (A, and 332.137 to 362.235).

Literature Cited.

1938. Barth, T. F. W.: Progressive metamorphism of Sparagmite Rocks of Southern Norway. — *N. Geol. Tidsskr.* 18.
1938. Forbes, A.: Northernmost Labrador Mapped from the Air. — *Am. Geogr. Soc. Spec. Publ.* 22.
1912. Göttinger, G.: Geomorphologie der Lunzer Seen und ihres Gebietes — *Intern. Rev. Hydrob.; Hydrogr. Suppl.* 1.
1910. Hobbs, W. H.: The Cycle of Mountain Glaciation. — *Geogr. Jour.* 35.
1915. Holmsen, G.: Om sporene efter en lokal bræddannelse yngre end Storbrædens avsmeltningsperiode i den skandinaviske halvøes brædsjøomraade. — *N. Geol. Tidsskr.* 3, 7.
1929. Høltedahl, O.: On the Geology and Physiography of Some Antarctic and Subantarctic Islands. — *Sc. Res. Norw. Antarct. Exp.* 3.
1935. Klebelsberg, R. v.: *Geologie von Tirol.* — Berlin 1935.
1940. Lewis, W. V.: The Function of Meltwater in Cirque Formation. — *Geogr. Rev.* 30.
1940. Mannerfelt, C.: Glacial-morfologiska studier i norska högfjäll. — *N. Geogr. Tidsskr.* 8.
1896. Richter, E.: Geomorphologische Beobachtungen aus Norwegen. — *Sitzber. Ak. Wiss. Wien, M.-n. Cl.* 105, 1.
1938. Strøm, K. M.: Moskenesøy. A Study in High Latitude Cirque Lakes. — *Skr. Vid.-Ak. Oslo I*, 1938, 1.
1943. — Geologiske bilder fra Rondane. — *N. Turistfor. Årbok* 1943.
- 1943 A. — The Uldal Earth Pillars. — *N. Geogr. Tidsskr.* 9.
1944. — High Mountain Limnology. Some Observations on Stagnant and Running Waters of the Rondane Area. — *Avh. Vid.-Ak. Oslo, I*, 1944, 8.
1898. Øyen, P. A.: Rondesparagmiten. — *Nyt Mag. Naturv.* 36.

Photos.

In making the necessary selection from between 200 and 300 photos, I have only paid regard to their capacity for illustrating geomorphological features, not to general aesthetic qualities.

Many of the photos are very rich in detail which is only revealed by close inspection, but descriptions go much more into particulars than is usually done. When necessary, localities in landscape are referred to by their distances in mm from the left and upper margins of photo. E. g. 28.35 means 28 mm from the left, 35 mm from the upper margin. Coordinates referring to the map are given in italics, thus 212.147 indicate a point 212 mm from the left, 147 mm from the upper margin of the map.

Photos 1, 2, 7, 8, 10, and 17—24, are by K. M. Strøm; 3, by S. Bø; 4, by H. Østtveit; 5, 6, 9, and 11—16, by T. Sund.

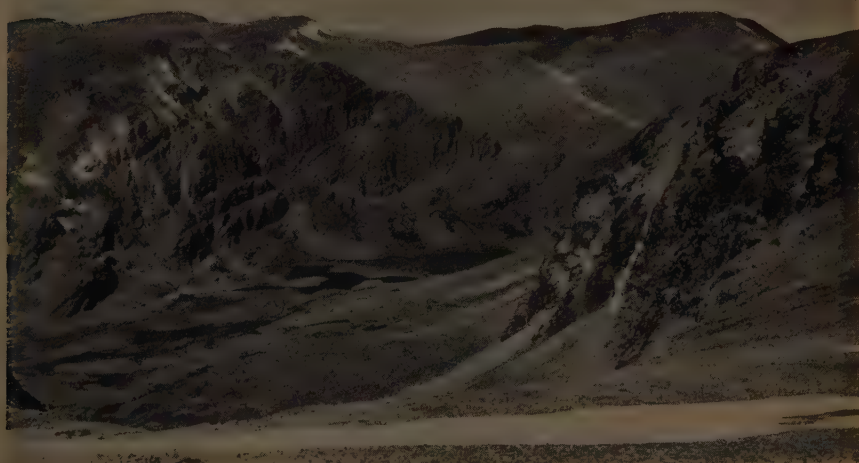
Map 1:100 000.

The present map 1:100 000 is printed by the Geographical Survey in brown from the contour plate (equidistances between isohypses 30 m), in blue from drainage plate (giving lakes, watercourses, bogs, and permanent snow) of the Rondane sheet issued in 1927. From the locational map, text-figure A, most of the names mentioned in the text can be made out. Approximate altitudes may be ascertained by using the altitudes of summits and lakes there given, and counting the contours, the idea being that nothing should disturb the orographical picture of contours and drainage.

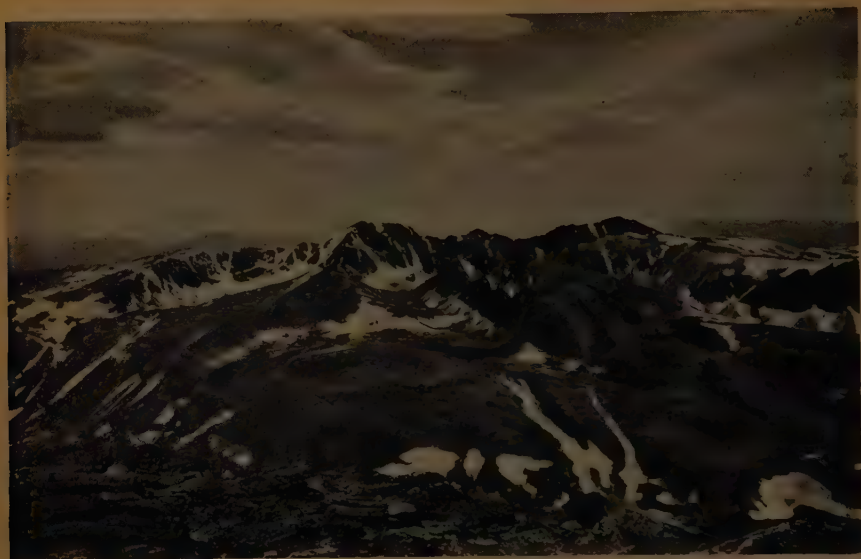
Stippled blue contours indicate permanent snow (glaciers or névés), horizontal blue lines, bogs.



1. W part of Rondane (max. alt. 2020 m), seen from Illmannhø (209.273) at 1602 m. A fretted upland dissected by cirque glaciers. In middle ground the inclined „fly“ floor leads up to mountain back wall. Right Rondvatn lake (1163 m) in overdeepened trough with postglacial delta (cp. 21) near outlet. Finiglacial glacier in foreground valley with snout towards lake, has deviated consequent stream in centre to subsequent course from knee (33.46) to delta, and left systems of drainage channels.



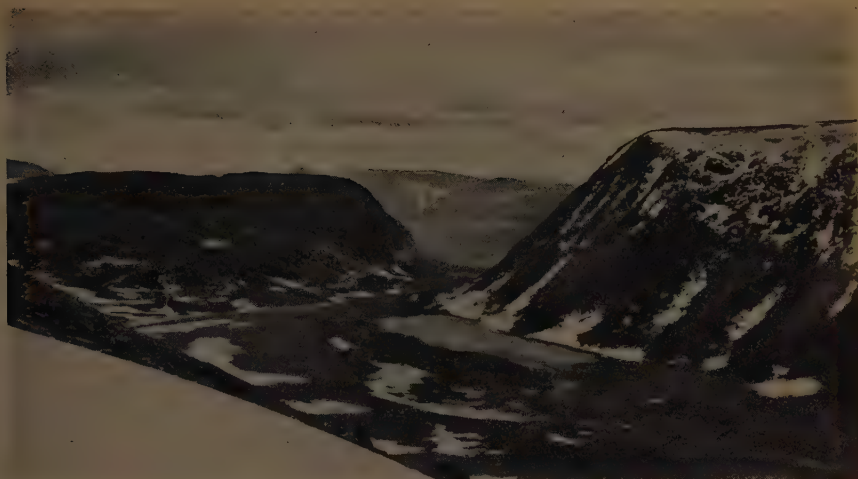
2. Dørålsvatn (lake, 139.159, 1271 m) transectional valley, from N slope of Vassberget at 1723 m. Skyline represents old surface of Stygghø (max. alt. 1862 m). Layers of varying strength dipping NW seen in steep opposite valley-side, which is incised into a maturer surface. Low relief dead ice terrain in valley bottom. Invisible below snow stripe in foreground, small glacier in semi-cirque stretches towards valley bottom.



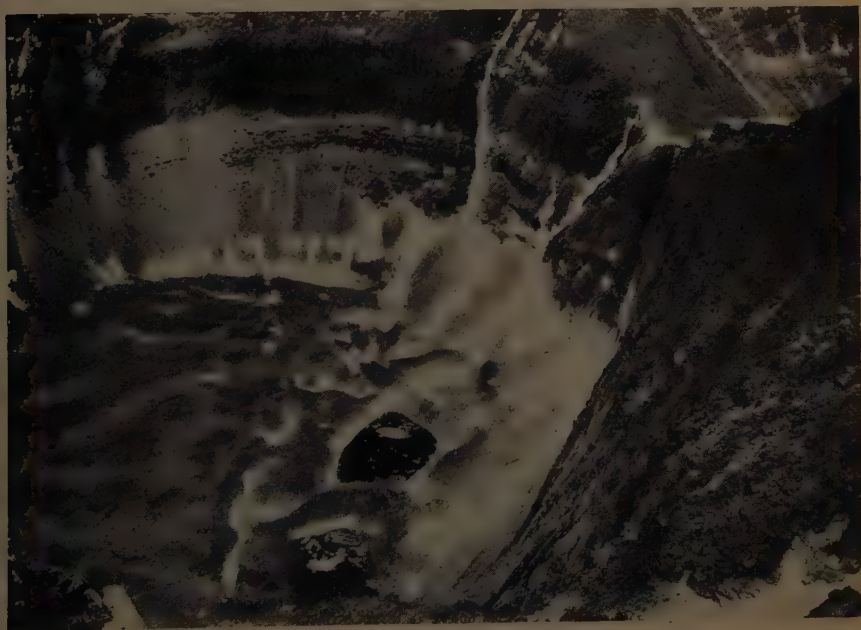
3. W part of Rondane (max. alt. 2020 m), a fretted upland seen from Digerronden (220.171, 2020 m). Two small, elongated cirques high up. Long, deeply incised cirque valley, Smedbotn, from the right (112.43 to 70.32). In the foreground, upper opposite slope of Rondvassdalen transectional valley.



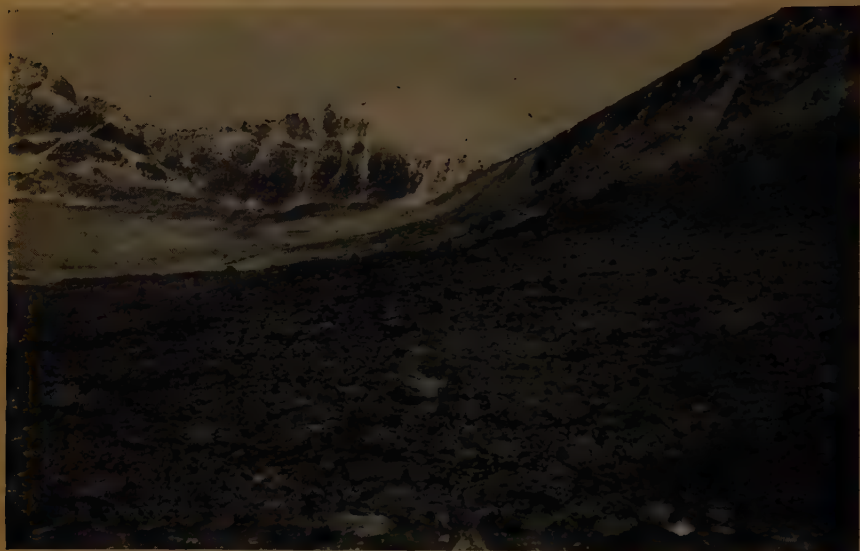
4. Storrenden (236.237) mountain group (max. alt. 2142 m), from ridge to Rondslettet, at about 1750 m. Right skyline represents old surface. Rejuvenated cirques to the left. Old cirque (Rondholet, 220.236) run over by ice to the right.



5. Fremre Kaldbekkbotn seen from saddle (171.220, 1739 m) towards Langholet. Extremely flat cirque floor 1569 m (lake), level summit right 1795—1830 m, left 1735—1750 m. Through opening is seen Illmannhø with inclined, snow-filled, lateral drainage channels. On cirque floor morainic ridge left of lake, deposited by glacieret between ridge and right side wall,



6. Storbøtn cirque (lakelet 234.224, 1510 m) from Rondslettet at 2070 m. Smal moraines and ledges of débris carried on névé (cp. 24) indicate recent occurrence of glacierets. Snowfilled couloirs on back wall. Edge towards cirque on the right asymmetrical, being rejuvenated after overflow by ice only on the left (Storbøtn) side



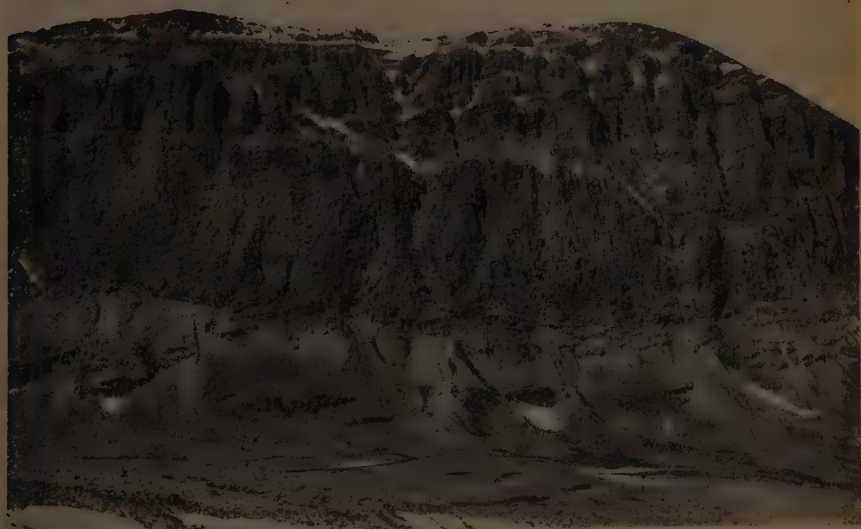
7. Innre Kaldbekkbotn, the only cirque with a kind of rock threshold across mouth, towards N. Cirque floor 1566—1584 m, Veslesmeden summit in background 2016 m.



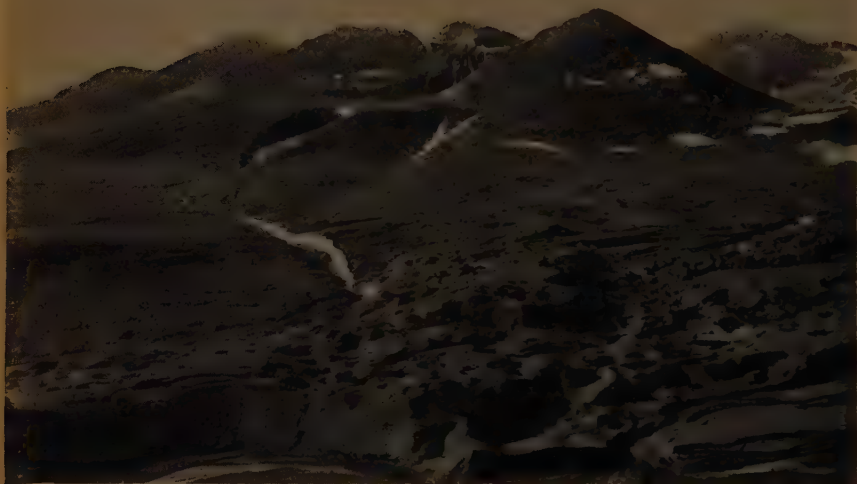
8. Langholet cirque (lake 161.208, 1448 m, mountain right of valley 2020 m), from Vassberget 1858 m. In the foreground opposite slope of Verkilisdalen finger valley, towards which Langholet is a hanging valley. In the far distance left skyline of Rondslettet (2183 m) represents old surface.



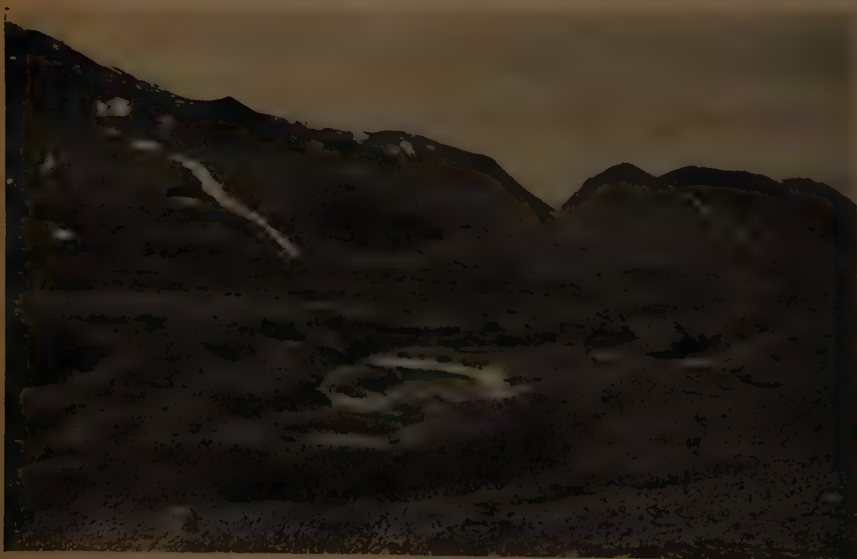
9. NE part of Rondane (max. alt. 2114 m 256.178) as denudation, and foreground as accumulation area. (From point 241.102, 99 m). Glacial and fluvoglacial deposits in middle and fore grounds delta-terraced to different sinking base-levels, corresponding to the wasting of the finiglacial ice strip occupying the foreground valley.



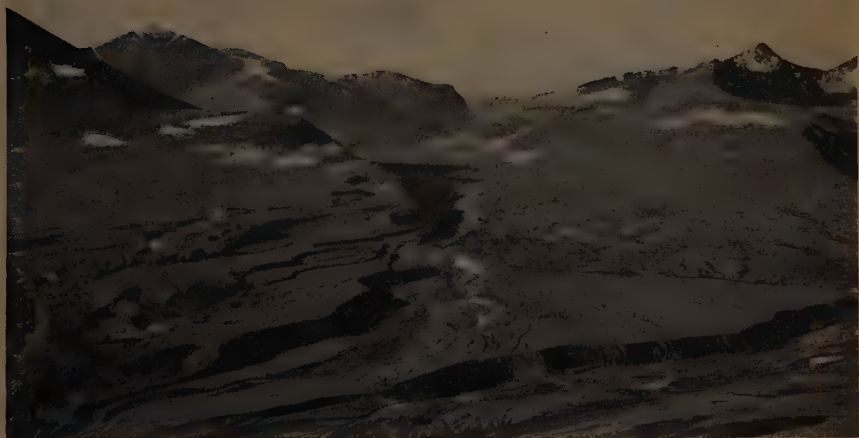
10. Vassberget (140.173 1858 m) from about 1400 m on slope towards Langholet (cp. 8). Flat summit continuing in mountain plateau (cp. D) corresponds to old surface. Rock ledges indicating hard layers interrupt the numerous couloirs d'éboulement furrowing upper mountain side. Large scree cones along foot of mountain.



11. NE and E part of Rondane (max. alt. 2183 m) seen from Stygghe (at 188.118, 1560 m). At 40.19 and 50.22 projecting cirque floors (p. 371). The truncated spur (1522 m, 110.11), better visible in 13, continues level of right cirque floor projection (1512–1517 m). Lower part of landscape filled with pitted outwash derived from snout of melting inland glacier in Rondvassdalen (see 13). River erosional bluff in left foreground conforms to original ice contact slope towards finiglacial ice strip.



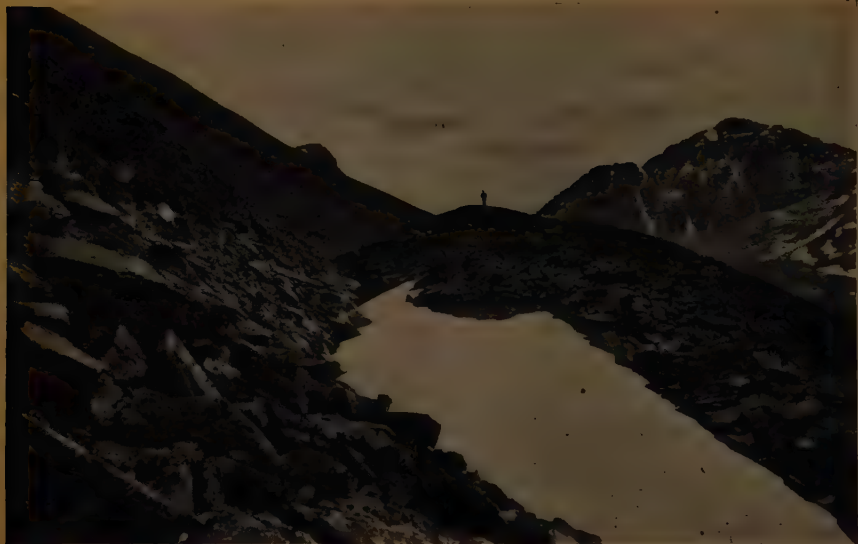
12. Døråslupen glen (197.90, 197.113, 1364 m, from S) in a system of joints continuing Rondvassdalen across Dørålen valley. On N side of valley gently rising surface (180.132, 1260–1380 m) corresponding to Skagsnebbtjern cirque floor 1297–1342 m). Below: Systems of lateral drainage levels in side moraine indicating wastage of ice strip in valley. Foreground: Pitted outwash from Rondvassdalen (cp. 11, 13).



13. Rondane (max. alt. 2183 m) with Rondvassdalen transectional valley (watershed 1246 m) and outwash. (Photo continuation of 11, from Stygghe at 188.118, 1560 m), 35,28 truncated spur mentioned 11. Left pitted and terraced outwash, right delta-plain in outwash with stream-furrows brought out by vegetation. Delta plain largely eroded by stream from Rondvassdalen, and cut through by transversal stream in foreground.



14. Terrace surface (313.214, ab. 900 m) at mouth of Langglupdalen. In the far distance old surface skyline of Rondslettet (2183 m).



15. Lateral drainage channel (212.178, ab. 1410 m) along flank of Digerronden. Right background precipice of Rondslottet (2183 m) towards cirque to the N (cirque floor 1465 m).



16. System of broad lateral channels (300.143, 1080—1020 m; below Simleha) that drained N along W side of Atnadalen.



17. Hard conglomerate rocks (78.145, 1404 m) protruding about 25 m above well-rounded mountain surface.



18. Cleavage surface of sparagmite in Fremre Kaldbekkbotn (176.127, ab. 1540 m) representing roche moutonnée somewhat weathered down below original surface as left by glacier.



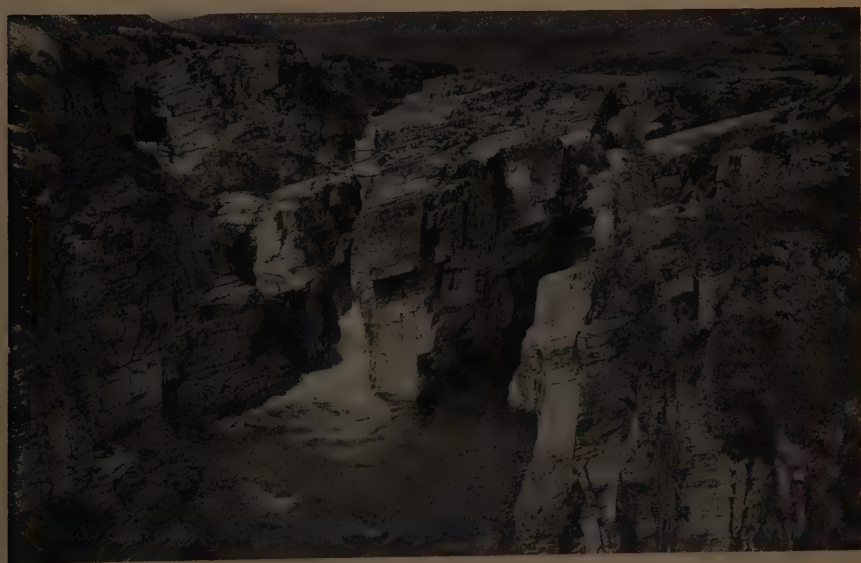
19. Roche moutonnée on floor of Kaldbekkbotn (179.127, ab. 1500 m) disintegrated in situ through weathering. From 35.30 to 55.30 rock débris still arranged in original layers.



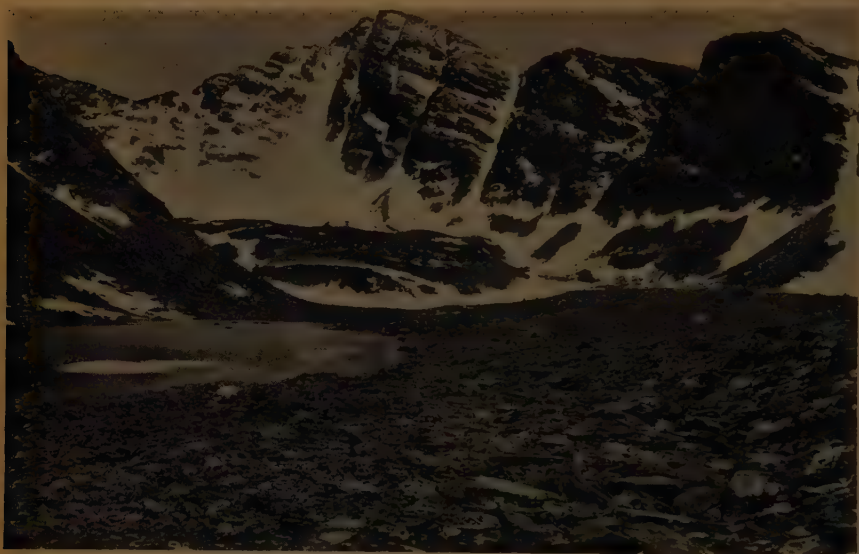
20. Faintly sloping polygon field of "churchyard" (graves and headstones) type (p. 376) at 214.145 1215 m.



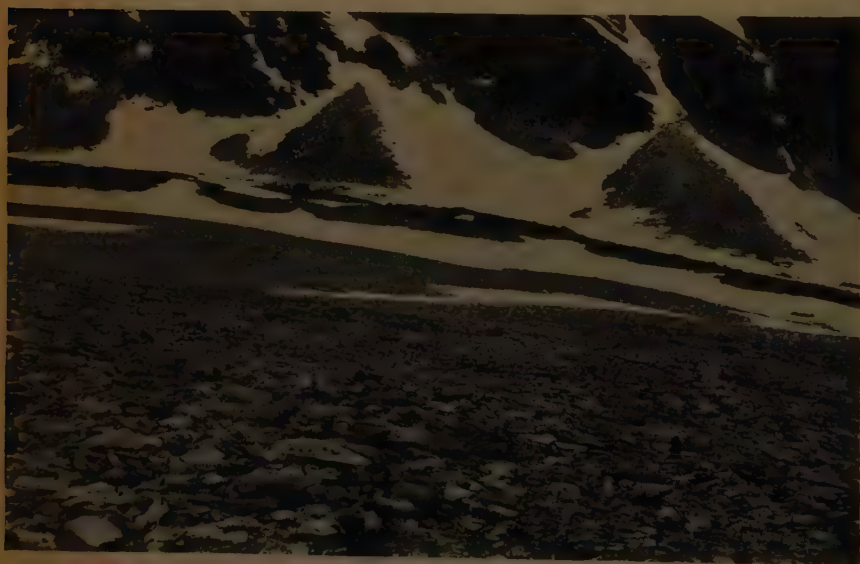
21. Jutulhogget postglacial canyon (200.253) with delta flat at S end of Rondvatn (1163 m). From knee in upper left part 23.10 subsequent drainage was caused by snout of finiglacial glacier intruding from left (cp. 1). Systems of glacial drainage channels in slope above delta.



22. Postglacial canyon of Vesle Ula river near Peer Gynt hut. 113.261, (1110 m) cut along joints in tough, coherent sparagmite.



23. Inner part of Smedbotn with distal side of postglacial terminal moraine (176.208), 24.28 to 75.47, about 50 m high. Snow-covered glacieret behind. Lakelet 1568 m, background summit 2017 m.



24. Débris ledges (0.22 to 112.37) along W sidewall of Langholet (160.214, floor ab. 1570 m). Rock débris has slid on névés recently melted away, and collected at their foot. At present only localised cones resting directly against sidewall and corresponding to couloirs d'éboulement are formed. All snow on the photo is annual. Pavement of stones in foreground horizontally laid down by snow cover.



Ms. rec. March 14, 1945.

REMARKS ON THE TRETASPIS (TRINUCLEUS) SHALES OF HADELAND

With Description of Trilobite Faunas.

BY

LEIF STØRMER

With 4 plates and 5 figures in the text.

Contents.

Introduction.....	379
Previous Knowledge of the Stratigraphy	380
Description of the Localities.....	382
The Southern Development.....	382
The Northern Development.....	387
Stratigraphical Results.....	389
Systematic Description of Trilobites	398
Bibliography	424

Introduction.

When Høltedahl (Høltedahl and Schetelig 1923) studied the Ordovician section of Hadeland, he was struck by the marked difference in the development of the Middle and Upper Ordovician series in the SE and NW parts of the district. This important stratigraphical feature was emphasized also by Kiær (1926) in a paper describing the Upper Chasmops Series of the NW part of Hadeland. Recent field research (Størmer 1943 b) has shown that the NW (Mjøsa) development is also found further E thus comprising the northern part of Hadeland southwards to a W—E line, largely corresponding to the border between the parishes Gran and Lunner. South of this line the southern (Oslo) development occurs, apparently without a gradual transition between the two facies on either side of the line. Because of the sudden change in the facies, I have been inclined to interpret the peculiar stratigraphical conditions as due to a horizontal displacement of the sediments N of the line, a displacement forming a Caledonian nappe-structure, comparable with the tectonic features demonstrated by Swedish geologists in Jämtland. Traces of geological

disturbances of this kind have, however, not been noticed in the few and less complete exposures along the line mentioned.

To solve the stratigraphical and tectonic problems involved, it will be necessary to carry out a detailed palæontological and stratigraphical study of the sediments concerned. I have planned, it is to be hoped in collaboration with other palæontologists, later on to describe the extensive Middle Ordovician Chasmops Series both at Hadeland and in other districts of the Oslo Region.

The scope of the present paper has been to elucidate the Tretaspis Series overlying the Upper Chasmops Limestone or the Sphæronid Limestone of Hadeland. These series have proved to be very differently developed in the southern and northern sequences. The field researches, which were chiefly made possible through grants from Statens Forskningsfond, were carried out in 1935, 1941—1944. I wish to express my sincere thanks to Cand. mag. J. Døns, G. Henningsmoen, and H. Major for valuable assistance during the excursions in the field. I am particularly indebted to Mr. Døns who has discovered several new localities furnishing a major part of the fossil material described below.

Professor Holtedahl has kindly permitted me to use his previous notes regarding the Upper Ordovician sections, particularly along the railroad from Roa to Lunner.

In preparing the illustrations of the present paper I have had valuable assistance by Miss Berghot Mauritz and Miss Lily Monsen.

Previous Knowledge of the Stratigraphy.

Our knowledge of the Ordovician stratigraphy of Hadeland is chiefly due to an account given by Holtedahl (Holtedahl and Schetelig 1923) in his description of the map sheet Gran. His studies on the Middle and Upper Ordovician Series were mainly concentrated on the northwestern and southeastern parts of the area. Holtedahl points out that the Trinucleus (Tretaspis)- and Isotelus-zones, so characteristic of the Oslo section, are not known from the western part of Hadeland. While the southeastern section (Lunner) largely corresponds to the Oslo section, the section demonstrated in the localities of the northwestern area approaches the Mjøsa section in having the upper part of the Middle Ordovician developed as Cyclocrinus beds

with an overlying thick limestone with calcareous algæ and cystids (possibly equivalent to the Mjøsa Limestone).

The mentioned thick, nodular limestone with algæ and cystids was subject to a special study by Kiær (1926). On account of the abundant occurrence of the cystid *Haplosphæronis* the zone was called the Sphæronid Limestone. Judging from the general character of its fauna, Kiær was inclined to correlate the Sphæronid Limestone with the Upper Chasmops Limestone (4 bδ) of the Oslo—Lunner section. At Tønnerud (11 km NW of Lunner) 3 subzones may be distinguished in the limestone exposed along the shore of the Randsfjord. Kiær separates: 1. Limestone with *Dasyoporella* (16—17 m), 2. Shale with *Haplosphæronis* and *Leptæna minuta* (ca. 7 m), and 3. Limestone with *Haplosphæronis kiæri norvegica* (ca. 25 m). Some local variation seems, however, to occur; at a short distance further to the E, in a road section near the farm Gjøvik, the shale is apparently absent and a 2 m thick shale is present in the upper limestone. Kiær claimed that the Sphæronid Limestone was directly overlain by the Gastropod Limestone (5 a), thus demonstrating a considerable hiatus embracing the Tretaspis and Isotelus Series. The direct contact between the Sphæronid and Gastropod Limestones was, however, not observed and Kiær had to base his assumption on the fact that the not exposed part of the section, representing the sequence between the Sphæronid Limestone and the Calcareous Sandstone (5 b), just equalled the thickness of the Gastropod Limestone. This determination involves some conjecture, both concerning the upper limit of the Sphæronid Limestone and with regard to the possible presence of shale below the Gastropod Limestone.

In a recent publication (1943 b) I have summarized the previous knowledge of the stratigraphy and briefly described new sections situated between the districts previously surveyed. As mentioned above, it became apparent that the northern (Mjøsa) development is not only restricted to the NW localities along the Randsfjord, but apparently occurs in the northern part of Hadeland, southwards to a W—E-line largely corresponding to the border between the parishes Gran and Lunner. South of this line the southern (Oslo) development appears, apparently without a gradual transition in facies. Concerning the northern development, a characteristic nodular Sphæronid Limestone with a thickness of 70 m is found resting on "Cyclo-crinus"-beds at Nerby, 2 km N of the Church of Lunner. Above this

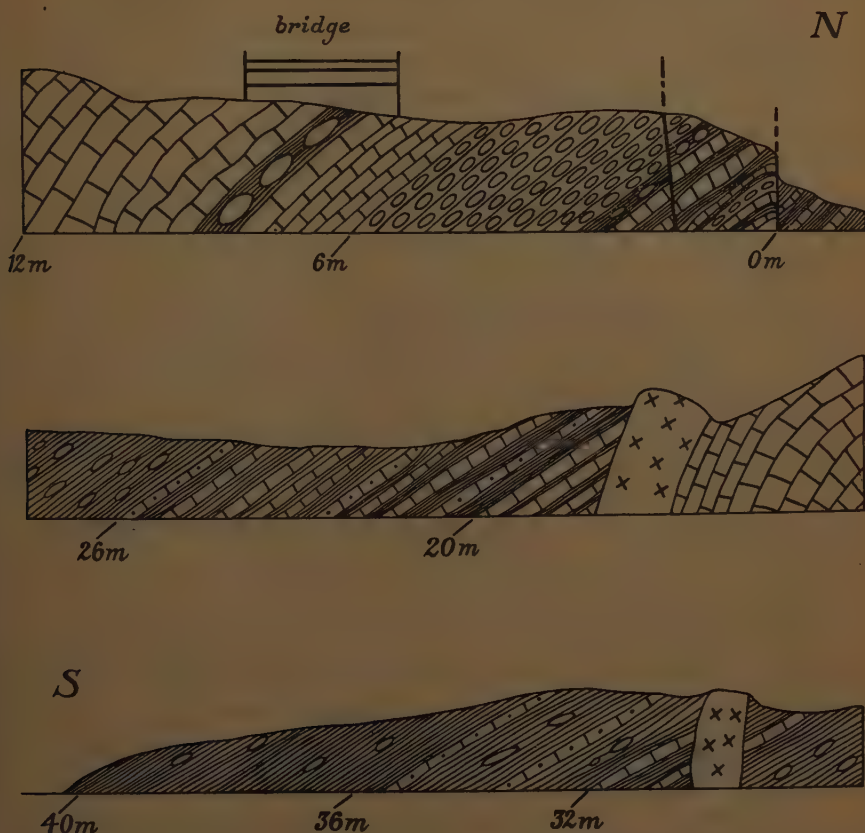
thick zone of limestone, a few metres of shale is exposed in the road section. I was inclined to interpret this shale as some intermediate subzone comparable to the shale described by Kiær further W. A limestone higher up in the section was supposed to belong to the Sphæronid Limestone because of the presence of *Chasmops* and *Sowerbyella*.

Since these investigations were published new observations were made concerning the shale above the Sphæronid Limestone. As mentioned below, it became evident that the shale had a thickness of not less than 20—25 m and therefore hardly could be regarded as a minor intermediate subzone of merely local importance. It was natural to suspect the shale to be a northern representative of the Tretaspis Shale of the Oslo—Lunner section. Moreover the abundant occurrence of *Tretaspis* in the shale would seem to strengthen this view. The occurrence of the characteristic Tretaspis Shale also in the northern development might somewhat minimise the major difference in facies previously emphasized. One of the chief intentions of the present research has therefore been to investigate the fossiliferous shale mentioned, in order to determine its age and position in the general succession. For comparison the black Tretaspis Shale of the southern section has been studied. It has been necessary to confine the present studies to a few representative localities with more complete sections exposed. In the sequel the occurrences examined and their respective trilobite faunas are described. The remaining components of the faunas, chiefly comprising brachiopods, may be dealt with in some future publication.

Description of the Localities.

The Southern Development.

The black Tretaspis (*Trinucleus*) Shale forming the base of the Upper Ordovician, is exposed in several sections S and SW of Lunner railway station. Exposures are also found W and N of the station, but we shall confine ourselves to deal with the occurrences demonstrating more continuous sections. Unfortunately the soft shale is not much exposed, only the railroad sections and a few cuts along the main roads give more complete sequences indicating the thickness of the zone.



Textfig. 1. Section through the Upper Chasmops Limestone (4 bδ) along the railroad S of Lunner station, Hadeland.

Along the railroad, about 350 m S of Lunner Station, the Upper Chasmops Limestone (4 bδ) is exposed with a dip of 30–45° SSE (textfig. 1). The limestone of which the basal portion is not exposed, chiefly consists of coarse beds of limestone. In contrast to the conditions in the Oslo District it is difficult to point out the upper border of the limestone which passes gradually into the overlying shale carrying lenses of limestone. The transition beds are poor in fossils, but judging from the petrological characters one may perhaps draw the border at a level 20 m above the basal beds exposed (textfig. 1). From the change in dip on either side of the dike one would expect a fault in this place, but the exposure on the E wall of the section shows a normal succession. As indicated in fig. 1, the shale above the 20 m

level contains arenaceous beds of limestone showing "trails" on the surface. This may suggest shallow conditions and the expected hiatus between the Upper Chasmops Limestone and the Tretaspis Shale may probably be found within the transition layers above the 20 m level.

A few fossil finds support the assumption of a border at 20 m. In the compact limestone *Tretaspis ceriodes* and *Lonchodomas* sp. occur just below 10 m, and *Echinospærites* sp. is observed 12 m up in the section. At about 22 m *Tretaspis seticornis* and *Dionide* sp. have been recorded, the former probably also occurring at the top of the section. Kiær (1926 p. 3) mentions the occurrence of *Diplograptus* sp., *Dicellograptus* sp., and *Leptograptus flacidus* in the basal portion of the shale in the present section at Lunner. Some graptolite specimens preserved in the collections of the Paleontological Museum evidently represent parts of these finds. I have determined several specimens as *Dicellograptus pumilus* Lapworth, a species occurring in Great Britain in the Upper Caradocian Zones with *Dicranograptus clingani* and *Pleurograptus linearis*.

Just S. of the section figured the dip changes forming a small anticline. The next section, below the bridge E of Kjørven, is composed of black shale lying almost flat (shifting dip) with a probable thickness of about 24 m. The uppermost 2 m contain beds of apparently arenaceous limestone.

A section 160 m further S, W of Bekkeli, has black shale with a dip 20° SE in the northern part and practically horizontal beds in the southern part. The thickness is 13 m. Arenaceous beds of limestone are common in the upper part. It is difficult to connect this and the preceding section, but one may suggest that the covered area between them represents a thickness of about 10 m.

30 m further S black shales with limestone beds form a low anticline. In the southern part of the section the upper limestone beds (4 m above the base) have provided a characteristic trilobite fauna:

Tretaspis seticornis hadelandica n. var.

Isotelus sp.

Encrinurus laurentinus Twenhofel.

Reacalymene (?) *holtedahli* n. sp.

Chasmops eichwaldi Schmidt.

The remaining fauna consists of a few brachiopods (*Leptaena* cf., *rhomboidalis*, *Dalmanella* sp., *Sowerbyella* sp. div.), a gastropod, *Discoceras* cf. *roemeri*, and *Dianulites petropolitana*.

The exact position of these beds is difficult to establish, but they evidently belong to the uppermost part of the Tretaspis Shale. Judging from the sections examined one may suggest a level about 55 m above the Upper Chasmops Limestone.

The next section, 50 m southwards just below the road from Kalvsjø, contains the same type of shale with parallel limestone beds. The nearly flat shale have been subject to local disturbances along intersecting dikes. In this exposure the general section appears to be continued up to 60 m above the Upper Chasmops Limestone.

From similar beds exposed a little further south where the road to Sand passes below the railroad, Holtedahl collected a fauna which corresponds closely to the one described above:

Encrinurus laurentinus Twenhofel.

"*Calymene*" sp.

Chasmops eichwaldi Schmidt.

Calliops (?) sp.

The remaining fauna is richer than in the other locality, being composed also of a few lamellibranchs and corals (*Dalmanella* sp., *Sowerbyella* sp., *Triplecia* sp., gastropods, lamellibranchs, *Dianulites petropolitana*?, a rugose and a heliolithid coral).

The fauna evidently represents the Chasmops fauna which Holtedahl (1923) mentions as characteristic of the uppermost part of Tretaspis (Trinucleus) Shale of the Lunner or Vigga section.

Along the same road to Kalvsjø station I have tried to follow the section upwards to the Gastropod Limestone. The Tretaspis Shale seem to pass gradually into the overlying Isotelus Shale. I have not been able to determine the thickness of the Isotelus Shale. The dip of the shale is mostly very slight, like the dip of the overlying Gastropod Limestone, but smaller disturbances, signified by changes in the dip, complicate the determination of the thickness. The thickness seems, however, to be less than about 100 m such as suggested by Kiær (1926). The shale has beds of impure limestone from which Holtedahl records *Plectambonites* [*Sowerbyella*], and *Isotelus*. Among the fairly rich brachiopod faunas I have also noticed fragments of *Dalmanitina*?

Along the road from Kalvsjø to Lunner about 50 m of the shale is exposed below the Gastropod Limestone. We may assume the thickness of the Isotelus Shale to be about 50—80 m.

The Tretaspis Shale is exposed also in other localities. On the road just S of Lunner station more basal beds of the shale contains *Tretaspis seticornis* forma typica. This form is also found near Grina, about 3 km W of Lunner (pl. 1, fig. 1).

Holtedahl found a black shale with fossiliferous limestone beds in a railroad section E of Flatla, about 700 m N of Lunner station. He refers the black shale to the upper part of the Tretaspis Shale. The exposure is, however, small and it is difficult to determine its connection with more complete sections lying some distance apart. The fairly rich fossil fauna has been mentioned as the "Flatla-fauna" by Kiær (1926). The fossil list given below is collated with notes made by Holtedahl:

Lonchodomas aff. *rostratus* (Sars).

Remopleurides sp.

Illænus glaber Kjerulf.

Encrinurus laurentinus Twenhofel.

"*Calymene*" sp.

Chasmops maximus Schmidt.

In his notes Holtedahl has also indicated the presence of *Tretaspis seticornis*, but no *Tretaspis* specimen is preserved in the collection. The associating fauna is characterized by different lamellibranchs and gastropods. The brachiopods comprise species of *Dalmanella*, *Sowerbyella*, *Leptaena*, *Strophomena* and orthids. Larger specimens of *Dianulites* and a straight nautiloid are present, and Holtedahl has noticed a rugose coral.

It is apparent from the trilobite list that this fauna deviates considerably from the two faunas described above. In fact the common species are confined to *Encrinurus laurentinus* and possibly "*Calymene*" (the specimens of "*Calymene*" are not sufficiently well preserved to permit a closer determination). Unfortunately no specimens of *Tretaspis* is preserved. The presence of *Lonchodomas* aff. *rostratus* and particularly *Chasmops maximus* rather suggests a Middle Ordovician age of the shale. The shale seems hardly to belong to the Upper part of the Tretaspis Shale, but the beds may possibly belong to a basal, transition zone of some kind.

The Northern Development.

Since the Upper Chasmops Limestone is found further N, more than 1 km NW of Flatla, this is probably the case also with the Tretaspis-Isotelus Shales. At Nerby, however, less than 2 km NW of Flatla, a quite different development is found. Instead of the 25—30 m thick, coarse-bedded Upper Chasmops Limestone, we find a 70 m thick, nodular Sphæronid Limestone. While the former rests on the Upper Chasmops Shale, the latter rests on Cyclocrinus Limestone and Shale. The fauna of the Sphæronid Limestone in the NW sections at Tønnerud has been described by Kiær (1926), and the fauna of the limestone at Nerby will be described in a future paper. It may be mentioned, however, that the fauna contains *Tretaspis ceriodes* which is characteristic of the Upper Chasmops Limestone of the southern development.

As mentioned in my preliminary report (1943 b) the 70 m of Sphæronid Limestone at Nerby is overlaid by a grey shale, the thickness of which is not exposed in the road section. Thanks to the careful survey of my assistant cand. mag. Dons, we have been able to locate new exposures of the shale. About 400 m further N, E of the farm Gagnum, the shale is exposed on the E side of the syncline near the main road.

In the section (fig. 2 a) only the upper part of the shale is exposed, but the top level of the underlying Sphæronid Limestone may be roughly determined giving a thickness of the shale of about 20 m. Since a similar shale was found just above the limestone at Nerby it is probable that the whole section is built up by shale. The zone is overlaid by bedded limestone. Exposures of the same shale have been found by Dons along the shore of Rokotjern, less than 1 km further W.

In the figured section (fig. 2 a) at Gagnum, the grey shale contains beds and lenses of limestone. At first sight these beds appeared poor in fossils, but a closer examination of the material collected has revealed a fairly rich fauna. In the following list fossils also of the localities at Rokotjern are included:

Tretaspis ceriodes Angelin

Tretaspis kiæri Størmer

Lonchodomas sp.

Remopleurides latus granensis n. var.

Strygina latifrons Portlock
Illænus parvulus Holm
Illænus sp.
Cyphaspis sp.
Encrinurus (?) sp.
Cybele (*Cybeloides*) sp.
Platylichas laxatus McCoy
Calyptaulax norvegicus n. sp. ●
Calyptaulax sp.

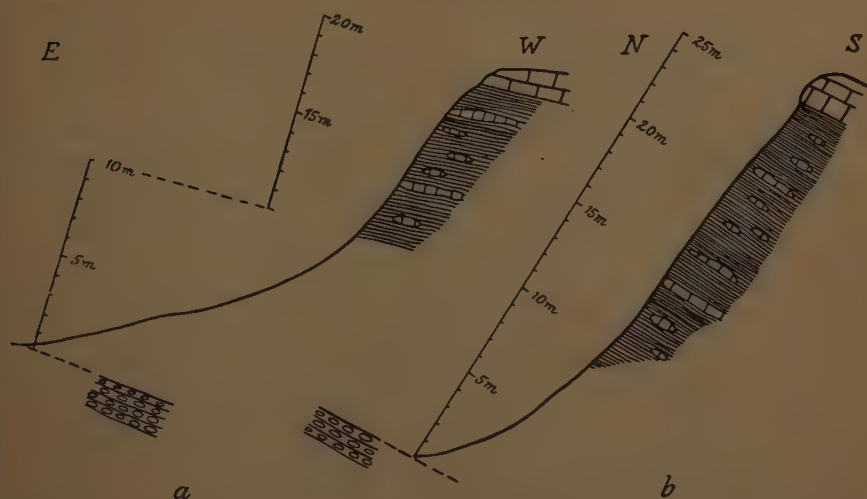
The remaining fauna is characterized by various brachiopods (*Sowerbyella*, *Dalmanella*, *Platystrophia* and other Orthacea), and *Dianulites*, a lamellibranch and gastropods are also noticed.

The same shale is also exposed on the northern slope of Gamme Hill, 2.3 km N of Rokotjern. Fig. 2 b indicates the section in which the thickness of the shale may be estimated to 25 m. The Sphæronid Limestone below is exposed close by and the shale is overlaid by bedded limestone. Only a few and more fragmentary fossils were collected in this exposure:

Tretaspis ceriodes donsi n. var.
Remopleurides sp.
Illænus sp.
Cybele sp.
Cyphaspis sp.
"Lichas" sp.

The remaining fauna consists of brachiopods (*Sowerbyella*, *Platystrophia*, and other Orthacea), some nautiloid fragments, a branched bryozoan, and fragments of a heliolithid coral.

The bedded limestone above the shale at Gagnum is poor in fossils. In the road section the limestone carries *Sowerbyella*, a small *Rafinesquina*(?) and fragments of *Chasmops* (Størmer 1943 b). On the NE shore of a small pond S of Gagnum wheathered blocks of limestone have been accumulated, evidently taken out from the surrounding field. The immediate surroundings are occupied by the limestone above the shale and it is hardly doubtful that the blocks belong to this zone. One of the blocks contained a fine specimen of *Tretaspis seticornis hadelandica* (pl. 1, fig. 4), the form occurring in the upper part of the Tretaspis Shale S of Lunner.



Textfig. 2. Sections through the Gagnum Shale. The Sphaerionid Limestone forms the base and the Gagnum Limestone the top of the sections. a = section E of Gagnum, b = section of Gamme Hill; both localities at Gran, Hadeland.

Higher up in the series the limestone passes into the Gastropod Limestone (5 a). These series are, however, little fossiliferous and I have hitherto not examined the section good enough to determine Gagnum Shale and Gagnum Limestone.

As discussed below the fauna of the shale at Gagnum, Rokotjern, and Gamme deviates definitely from that of the black Tretaspis Shale (4 a α) of the southern development. The presence of *Tretaspis ceriodes*, the guide fossil of the Upper Chasmops Limestone (4 b δ) of the southern development, strongly speaks in favour of a Middle Ordovician age of the shale. The shale and the limestone above, containing *Tretaspis seticornis hadelandica*, therefore appear to represent special zones in the Ordovician section of Hadeland. Provisionally I suggest to call these zones above the Sphaerionid Limestone, the Gagnum Shale and Gagnum Limestone.

Stratigraphical Results.

When we consider the stratigraphical problems it is eligible first to compare the northern (Gran) and southern (Lunner) developments of Hadeland. The two main sections examined lie about 3 km apart, but there is reason to believe that the southern development continues

further N as far as to a line running W—E just S of the Nerby section at Gran (Størmer 1943 b).

It appears from the present studies that the southern and northern series differ to a considerable degree. As shown in fig. 3, the Upper Chasmops Shale (4 b γ), forming the base of the Lunner section, differs from the Cyclocrinus beds of Gran. The alga *Cyclocrinus* has not been found in the section at Nerby, but the name of the beds is applied because of its occurrence further NW (Kiær 1926), and because of the general resemblance with the development of the Mjøsa district. The Upper Chasmops Limestone (4 b δ) of the southern development has a thickness of 25—30 m and is characterized by its coarse-bedded layers of limestone. Fossils are not abundant in this zone, but a typical form is *Tretaspis ceriodes*. In the northern development the Cyclocrinus beds are overlaid by the Sphæronid Limestone, which differs from the Upper Chasmops Limestone in having a greater thickness (70 m) and in being composed of closely packed, small nodules of limestone. Kiær (1926) correlated the mentioned limestones and the present determination of *Tretaspis ceriodes* in both zones strongly confirms his assumption. A correlation of the Upper Chasmops Shale (4 b γ) with the Cyclocrinus beds is not decided. The matter may probably be settled through a future detailed study of the rich Middle Ordovician faunas of the Oslo Region.

The black *Tretaspis* Shale (4 c α) follows above the Upper Chasmops Limestone at Lunner. The shale, having a thickness of about 60 m, contains the characteristic guide fossil *Tretaspis seticornis*. At Gran the Sphæronid Limestone is also overlaid by a zone of shale. The position of the shale, as well as the abundant occurrence of *Tretaspis* in limestone lenses in the upper part, would appear to justify a correlation of this shale with the typical *Tretaspis* Shale (4 c α) at Lunner. The shale, with a thickness of 20—25 m, differs, however, from the black *Tretaspis* Shale in having a more greyish appearance and in carrying smaller and thinner lenses and layers of limestone. More important is the difference between the faunas of the two zones. In the shale of the northern development the guide fossil *Tretaspis seticornis* is replaced by *T. ceriodes* which is characteristic of the Upper Chasmops Limestone of the southern development. *T. Kiæri* also occurs, which is found in the uppermost part of the 4 b δ at Ringerike as mentioned below. The rest of the fauna is also quite different from that of the *Tretaspis* Shale of Lunner. As shown below, the *Tretaspis*

species appear to be very good and reliable guide fossils. It seems therefore justifiable to assume that the Gagnum Shale, the shale above the Sphæronid Limestone, belongs to the Upper Chasmops Limestone zone at Lunner, or may partly fill the gap immediately above this zone in the southern development.

In the southern development the Tretaspis Shale passes upwards into the Isotelus Shale of considerable thickness. In the northern development the Gagnum Shale is directly overlaid by compact layers of limestone. Unfortunately this limestone is not rich in fossils. Previous finds (Størmer 1943 b) suggested these beds to belong to the Sphæronid Limestone Series rather than to the Gastropod Limestone above. The occurrence of *Tretaspis seticornis hadelandica* in the lower part of the limestone gives an interesting clue to the age. The same variety occurs in the uppermost part of the Tretaspis Shale (4 c α) at Lunner, and therefore suggest that the lower part of the Tretaspis Shale in the northern section is represented by a hiatus, while the upper part is developed as a massive limestone. The Isotelus shale of the Lunner section is overlaid by the characteristic compact Gastropod Limestone (5 a) representing the uppermost zone of the Ordovician. The same zone is developed in the northern development. Unfortunately the lower part is poor in fossils and it has therefore not been possible to establish a boundary between the Gastropod Limestone and the underlying Gagnum Limestone equivalent to the upper part of the Tretaspis Shale and possibly some part of the upper Tretaspis zones and the Isotelus Series as suggested in textfig. 3. Future detailed studies in the field may solve these problems.

After having compared the two sequences of Hadeland, we shall try to correlate these series with sections in other districts of the Oslo Region.

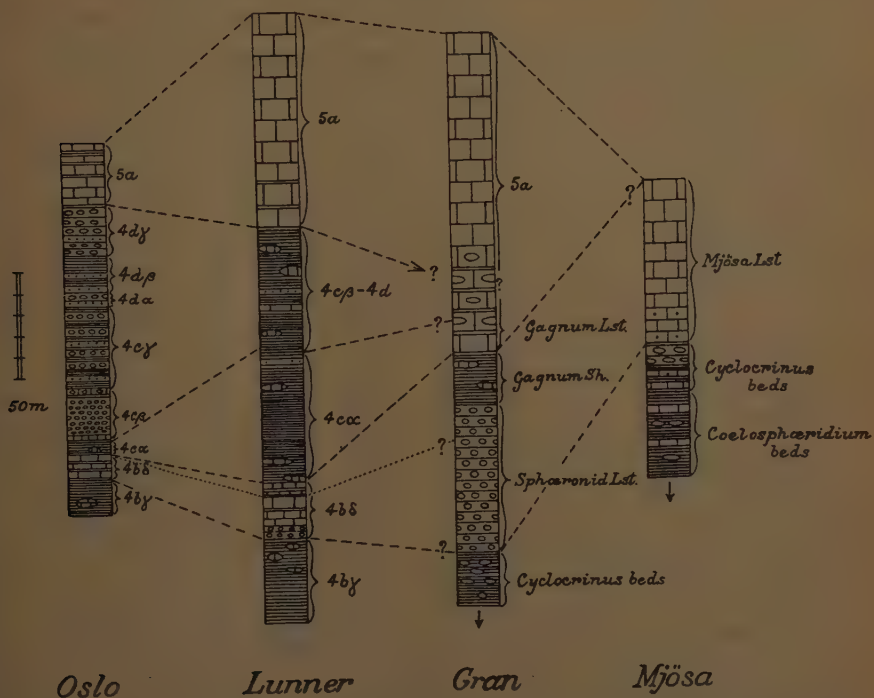
Concerning the northern development it might be mentioned that the Sphæronid Limestone, described by Kiær (1926) from Tønnerud, deviates somewhat from the development at Nerby about 8 km SE of Kiær's locality. At Tønnerud the limestone is divided in 3 subzones by an intermediate shale with a thickness of 7 m. Local variations seem, however, to occur since the shale is apparently absent in a nearby road section. Only 48—49 m of the limestone is exposed, but Kiær assumed this to represent more or less the total thickness, because

a succeeding covered portion of the section just corresponded to the thickness of the Gastropod Limestone. This determination implies, however, a certain amount of conjecture, and it seems possible that the Sphæronid Limestone also in this place may have had a greater thickness and have been overlaid by Gagnum Shale.

As pointed out by Høltedahl (1923) the northern section of Hadeland bears considerable resemblance to the section of the Mjøsa District, as shown in textfig. 3. In both places we find calcareous shales with *Cyclocrinus* faunas. At Mjøsa the *Cyclocrinus* beds are overlaid by the characteristic Mjøsa Limestone, a compact limestone arenaceous in the lower part, of 75—80 m thickness. Kiær correlated this zone with the Sphæronid Limestone of Hadeland. The present determination of the age of the Sphæronid Limestone has corroborated Raymond's (1916) and Kiær's (1926) assumption of a Middle Ordovician age of the Mjøsa Limestone. It is, however, not yet decided whether the upper part of the limestone may be of a somewhat younger age.

The southern development of Hadeland may be compared with the sections at Oslo and Ringerike. The Oslo section described by Brøgger (1887, Størmer 1934) is demonstrated in textfig. 3. The larger features the section corresponds very well with the section at Lunner. One notices a smaller thickness of the lower zones (4 b γ —4 c α). The Upper Chasmops Limestone (4 b δ) evidently corresponds to the same zone at Lunner, but probably the uppermost part is lacking in the Oslo section (correlation indicated by dotted line in textfig. 3). The guide fossil *Tretaspis ceriodes* is found in the uppermost part of the limestone, especially in the Asker area where the zone has a greater thickness (> 20 m). The *Tretaspis* shale (= Lower *Tretaspis* Shale = 4 c α) with *Tretaspis seticornis* has a very small thickness at Oslo. The guide fossil is replaced in the *Tretaspis* Limestone (4 c β) by *T. latilimba*. Since a variety of *T. seticornis* occurs in the upper part of the about 60 m thick black shale at Lunner, it is probable that this thick zone corresponds to the *Tretaspis* Shale represented in the Oslo section by the Lower *Tretaspis* Shale with a thickness of 6—7 m only.

Tretaspis latilimba brøggeri is characteristic of the Gastropod Limestone (= Upper Chasmops zone = 5 a = 4 d δ of Brøgger) of the Oslo District. The long range (4 c β —5 a of *Tretaspis latilimba* as well as of other faunal elements, suggests the zones 4 c β —5 a to



Textfig. 3. A suggestion for a stratigraphical correlation of Upper Ordovician series of the Oslo Region.

represent a comparatively short space of time (Størmer 1930, Strand 1933). The partly arenaceous beds of about 110—120 m thickness, may be correlated largely with the *Isotelus* shale of Lunner.

At Ringerike the Upper Ordovician has been studied by Kiær, but his observations have not been published. Our knowledge of the series is largely based on unpublished notes by Kiær (Strand 1933). The development of the Upper Chasmops Limestone (4 bδ) is much like that of Lunner. The upper part is formed by a compact limestone with *Echinosphaerites* sp. and *Tretaspis ceriodes*. At the very top of this limestone Kiær (1921) discovered a limestone layer with a rich fauna including a *Tretaspis* sp. which he assumed to be *T. seticornis*. The upper part of the limestone was therefore separated as a special zone which was called the Lower Trinucleus Limestone. The guide fossil has, however, proved to belong to another species, *T. kiæri* (Størmer 1930), which is not known from the *Tretaspis* Shale. The

compact limestone is overlaid by 2.40 m of limestone with interbedded shale, forming a subzone between the compact Upper Chasmops Limestone and the overlying typical Tretaspis Shale. In these transition beds, 1.30 cm above the rich layer with *T. kiæri*, I found one specimen of *T. seticornis* (Størmer 1930). The lower part of the black Tretaspis Shale contains arenaceous beds of limestone. The section resembles closely that of Lunner (textfig. 1) in which these transitions layers occur at a level about 20 m. If a hiatus is expected between the Upper Chasmops Limestone and the Tretaspis Shale, it may be expected within the lower part of the subzone with alternating shale and limestone.

The Tretaspis Shale of Ringerike has a thickness of 30 m (Kiær 1921) (Strand 1933 gives 20 m), and carries *T. seticornis*. The guide fossil also occurs in the Tretaspis Limestone above. In the upper part of the 50 m thick limestone, *T. latilimba* appears, suggesting that the upper part of the zone may be correlated with 4 c β of Oslo, and with beds above the Tretaspis Shale at Lunner. The following Isotelus Limestone, separated from the underlying limestone by a disconformity according to Strand (1933), has a thickness of 15 m, but this is a minimum value for the section exposed on Frognøy. The Gastropod Limestone is said to have a thickness of about 100 m. Compared with the Lunner section the Upper Ordovician zones of Ringerike have about the same thickness, but a calcareous facies is more prevailing, especially in the upper part.

At Langesund—Skien the Upper Ordovician section is described by Brøgger (1884). The zone with *Mastopora concave*, developed as a shale with limestone nodules, may correspond to the Cyclocrinus beds (calcareous algæ, *Cyclocrinus* ? have been found at Statthelle). The next zone, the Encrinite Limestone, has a thickness of about 40 m and consists of very compact, pure limestone with fauna including various corals. This zone is overlaid by the typical black Tretaspis Shale with a thickness of 13—15 m.

The Encrinite Limestone may be regarded as forming more or less a reef-facies of the Upper Chasmops Limestone. An upper part of the Encrinite Limestone may have been represented by a hiatus in the Oslo—Ringerike—Lunner sections. It seems probable that the limestone has its equivalents in the Sphæronid and Mjøsa limestones. The Tretaspis Limestone, Isotelus zones, and Gastropod

Limestone (4 c β —5 a), with a thickness of 120—130 m, are built up chiefly by nodular limestones, thus resembling the Gagnum — Gastropod Limestones of northern Hadeland.

The present brief comparison of the Upper Ordovician section of the Oslo Region has indicated the considerable variation in facies and thickness of these zones. The studies of the sections of Hadeland have confirmed the previous views on a marked difference between the southern and northern developments. The find of the guide fossil *Tretaspis ceriodes*, in particular, has offered valuable evidence to the more accurate determination of the age of the zones. A correlation of the different sequences of the Oslo Region seems possible, but more accurate figures have to be postponed until the Middle Ordovician Series have been subject to a more detailed palæontological research.

As pointed out by previous writers the sedimentation was probably interrupted at shorter or longer intervals. These breaks in the series are generally well disguised and have to be traced through a closer study of the succeeding fossil faunas. Raymond (1916, p. 244) pointed out the probable presence of a prominent hiatus between the Upper Chasmops Limestone (4 b δ) and the Tretaspis Shale (4 c α) of the Oslo District. The Cyclocrinus zones and Mjøsa Limestone, previously regarded as belonging to the Upper Ordovician (Holtedahl 1909), were supposed to fill the gap between the mentioned limestone and shale of Oslo. Kiær (1920, 1921, 1926) supported this view, but had a somewhat different opinion on the correlation of the different zones. At first Kiær was inclined to regard the Cyclocrinus zones as being equivalent to the Upper Chasmops Limestone, and the Mjøsa limestone thus being represented by a hiatus at Oslo. In his later papers, however, he correlates the Upper Chasmops Limestone with the Mjøsa, Sphæronid, and Encrinite Limestone.

The present studies have corroborated the conception of a more or less common age of these limestones, and have indicated a break above the Chasmops Series. It has become apparent, however, that the break evidently began earlier at Oslo than in other areas. The thickness of the Upper Chasmops Limestone increases westwards and northwards towards Asker, Ringerike, and Hadeland, and an upper-

most zone (or subzone) with *Tretaspis kiæri* is developed at Ringerike and Hadeland (Gran), marking the introduction of the hiatus at a higher level in these districts. In the southern part of the Oslo Region, and probably also in Sweden, the typical black Tretaspis Shale with *Tretaspis seticornis* forms a characteristic transgression zone following an interval of no sedimentation. For this reason it seems natural to regard the Tretaspis Shale as the basal zone of the Upper Ordovician of Scandinavia. It might be mentioned that a similar hiatus seems to distinguish also the lower boundary of the Middle Ordovician. Sandy layers and an »intraformational» conglomerate (Ringerike) occur below the Ampyx Limestone (4 a β) in certain places in the Oslo Region, and a hiatus below the Chasmops Series in Sweden is recently suggested by Thorslund (1940).

At Gran the typical black Tretaspis Shale is lacking, but the presence of *Tretaspis seticornis hadelandica* in a limestone facies suggests the presence of the uppermost part of the zone with *Tretaspis seticornis* (4 c α). The absence of the lower, main part of the Tretaspis Shale at Gran indicates that the interval of no sedimentation lasted longer in this place. Going further N the interval increases rapidly. At Mjøsa, the Mjøsa Limestone, probably forming the uppermost zone of the Chasmops Series, is followed by sandstones of Lower Silurian age.

Future studies may locate other gaps in the sedimentation. The lack of a Tretaspis Limestone at Lunner may suggest some interruption in the sedimentation of the Upper Ordovician of this area. Probably a major part of the Isotelus Series is missing between the Gagnum and Gastropod Limestones at Gran.

Finally we shall briefly compare the fauna and facies of Hadeland with those of certain foreign countries. The black Tretaspis Shale of Lunner has its equivalent in the similar Tretaspis (= Trinucleus) Shale in Sweden. In Västergötland the shale follows above the Upper Chasmops beds with *Tretaspis ceriodes*. In Jämtland a shale with *T. ceriodes* is overlaid by the Masur Limestone representing a calcareous facies of the lower part of the Tretaspis Shale (Thorslund 1940, p. 82). A particular development of the Chasmops—Tretaspis Series is found in the Siljan area of Dalarna. Instead of the normal sequence of Chasmops—Tretaspis—Dalmanites shales, certain zones are developed as thick limestones with very rich local

faunas. Through a careful study of the trilobite faunas Warburg (1925) was able to separate two different zones of reef limestone, the Lower and Upper Leptæna Limestone. Field research by Thorslund (1935, 1936, fig. 8) has made it probable that the lower zone, the Kulsberg Limestone, represents a reef facies of the uppermost part of the Chasmops series, and that the upper zone, the Boda Limestone, belongs to the Upper part of the Tretaspis Shale and the succeeding Dalmanites Series. Concerning the Kulsberg Limestone it may be correlated with our Upper Chasmops Limestone, and particularly with the Sphæronid, Encrinite, and Mjøsa Limestones, having a similar algal reef facies. (*Haplo-sphæronis* is characteristic of the Kulsberg Limestone (Thorslund 1935, p. 27.) An equivalent to the Boda Limestone may possibly be seen in the Gagnum Limestone of Gran. In both cases the Upper part of the Tretaspis Shale, and possibly higher zones, are developed as massive limestones.

The rapid change in facies of the Chasmops—Tretaspis Series of Dalarne teaches us to be cautious concerning the tectonic importance of the difference in facies of Hadeland.

Brøgger (1887) correlated the Norwegian Tretaspis Series (4 α —4 γ) with the Wesenberg of the Baltic. The find of *Chasmops eichwaldi*, the guide fossil of the Lyckholm, in the upper part of the Tretaspis Shale at Lunner, rather suggests a Lyckholm age for these series. *Tretaspis seticornis* also occurs in the lower part of the Lyckholm in Esthonia. If the shale at Flatla really belongs to the Tretaspis Shale, it is very unexpected to find *Chasmops maximus* which belongs to the Jewe and Kegel. As mentioned above the true position of the shale is yet uncertain.

In the British Ordovician the Trilobite *Phillipsia parabola* is regarded as characteristic of the Ashgillian. Since this form occurs in the Upper Chasmops Limestone of the Oslo Region I have previously been inclined to include the Tretaspis Shale and possibly also the upper part of the Upper Chasmops Limestone in the Ashgillian Series (Størmer 1930, 1934). More recently it has become apparent, however, that the black Tretaspis Shale rather corresponds to the zone with *Pleurograptus linearis* (Thorslund 1935, p. 48) and thus belongs to the Upper Caradocian. The Ashgillian is probably introduced by the appearance of *Tretaspis latilimba*. As demonstrated by Lamont (1935) the *Tretaspis* species seem to form reliable guide fossils also

in Great Britain. The occurrence of *T. ceriodes* high up in the series does not, however, correspond to the Scandinavian occurrence of this species. The species may possibly have been confused with similar forms such as *T. seticornis hadelandica*.

The *Tretaspis* faunas of Hadeland also bear a certain impress of American Upper Ordovician faunas. The Gagnum Shale contains the American genera *Calyptaulax* and *Calliops*, and *Encrinurus Laurentinus* from Anticosti Island of Canada (Twenhofel 1928), occurs in the *Tretaspis* and *Isotelus* Shales of Lunner.

Systematic Description of Trilobites.

Genus *Tretaspis* McCoy.

The family Cryptolithidae Angelin comprise the genera *Cryptolithus* Green, *Trinucleus* Murchison, *Tretaspis* McCoy, *Trinucleoides* Raymond, and *Reedolithus* Bancroft. Bancroft (1929, 1933, and Bancroft in Lamont 1935) also divides the genus *Cryptolithus* into the following genera: *Cryptolithus*, *Broeggerolithus*, *Marrolithus*, *Onnia*, *Reuscholithus*, *Salterolithus*, and *Ulricholithus*. I was not inclined to regard these groups as representing separate genera because the distinguishing differences hardly exceeded the variation within other cryptolithid genera such as *Trinucleus* and *Tretaspis*. Since the proposed genera have proved useful, however, particularly with regard to stratigraphy, I would suggest to maintain Bancroft's genera, provisionally as subgenera of *Cryptolithus*.

Recent studies have clearly demonstrated the stratigraphical importance of the Cryptolithidae. Species of *Cryptolithus* have proved very characteristic, particularly of the Caradocian of Great Britain (Bancroft and others). *Tretaspis* species have manifested their importance as guide fossils, chiefly of the Upper Ordovician of Scandinavia (Størmø 1930, Thorslund 1940, 1943) and Great Britain (Lamont 1935). Unfortunately most of the earlier descriptions and illustrations of *Tretaspis* species are too incomplete to warrant a closer comparison of the forms. It has therefore often been difficult to establish the distinguishing characters of the early described species.

The first *Tretaspis* species was described by Wahlenberg (1818, 1821) under the name *Entomostracites granulatus*. Unfortunately the specific name was altered by Roualt (1847, 1848) who found the

name to present an erroneous conception of the pits on the fringe. Angelin (1854) adopted Roualt's name *T. wahlenbergi*, a name which has since figured in fossil list, often signifying other species e. g. *T. latilimba*. The name *T. wahlenbergi* has to be dropped in favour of the original *T. granulata*.

The welknown species *T. seticornis* was established by Hisinger (1840). Although the drawings of Hisinger are not bad for its time, they are based on specimens preserved in shale and therefore give a less correct impression of the highly convex form. Several different species have from time to time been referred to this species. In my previous monograph (Størmer 1930) I have tried to redescribe the Scandinavian species. Since Hisinger's *T. seticornis* was based on specimens from Dalecarlia, Sweden, it seems natural to select a neotype from this type locality. As emphasized by several authors the species *T. cyllarus* Hisinger evidently is synonymous with *T. seticornis*. The same is the case with *T. affinis* Angelin (1854) from the same horizon and locality.

In my previous paper I discussed the basis of classification of the *Tretaspis* species. As distinguishing characters it seems useful to apply such which are restricted to the cephalon and which are not too dependent on the different preservation in limestone and shale. The variable ornamentation of the test seems to be of minor taxonomic importance. Reed (1914) paid attention to the different development of the glabellar furrows, a character which is much dependent, however, on the mode of preservation. The convexity of the glabella and cheeks may also be considered. A swollen glabella and strongly convex cheeks appear to influence the development of the fringe. The shape and pattern of the fringe seem to offer the best diagnostic characters. Particularly the arrangement of pits on the fringe has proved useful (Størmer, Bancroft).

A statistical study of the pits on the fringe has made it possible to determine the range of variation within one population of *tretaspis*. Graphs have been worked out showing the variation in the number of pits: (I) along the posterior margin in the prolongation of the occipital segment, (II) across the fringe along the median line in front, and (III) across the fringe in front of the dorsal furrow. In addition to these components one may also consider the development of the different rows of pits along the cheeks, a character less fit to be put into graphs.

The graphs illustrating the variation of *T. seticornis* from the black Tretaspis Shale of Dalecarlia, Sweden, (Størmer 1930 fig. 1), correspond rather closely to those of the species occurring in the same zone in Östergötland (l. c. fig. 34 b). The Öland specimens, on the other hand, (l. c. fig. 34 c) seem to deviate from those of the localities just mentioned. It deserves to be mentioned that the number of specimens examined is fairly small, but the difference is also indicated by Anderson (1894) in his morphological description of the form. Among the populations of the Tretaspis series of Ringerike (l. c. fig. 33 a—c) one may perhaps notice some change in one (III) of the characters considered. The graphs suggest a small tendency towards an increase in the number of pits from older to younger beds.

The minor differences in the graphs may suggest the presence of different varieties of the same species. The present studies of the Tretaspis faunas of Hadeland have supported this assumption. I have therefore found it justifiable to suggest several new varieties which may be useful, particularly to stratigraphical investigations. In the sequel brief diagnosis are suggested for the different species and varieties of Scandinavia. The arrangement of pits on the dorsal lamella of the fringe is used as the chief systematic character. Illustrations of the forms concerned are given in my previous monograph as well as in the present paper. The stratigraphical distribution of the Scandinavian species and varieties is indicated on the table p. 404.

1. *Tretaspis granulata* (Wahlenberg 1818), forma typica.

Large form. Glabella and cheeks strongly vaulted, test smooth or faintly reticulated. Lateral eye tubercles absent (?). Fringe broad with long genal prolongations, 7 rows of pits in front, 3 marginal rows in radial sulci. Indices: I = ca. 13—14, II = 7, III = 7—8?

Lectotype. Preserved in Paleont. Inst. of Upsala. From the red Tretaspis Shale, Sweden.

2. *Tretaspis granulata* (Wahlenberg) var. *bucklandi* (Barrandi), emend Størmer 1930.

Fringe more narrow in front. Irregular number and arrangement of pits. 2—3 marginal and internal rows may be placed in radial sulci. Indices: I = ca. 12—15, II = 5—7, III = 5—7.

Lectotype. Has to be chosen among specimens described by Barrande from D₆ in Bohemia.

3. *Tretaspis seticornis* (Hisinger 1840), forma typica.

Medium-sized form. Glabella and cheeks strongly vaulted with moderate reticulation of test. Fringe narrow with 3—4 continuous rows of pits in front, 2 marginal rows in radial sulci. Indices: I = 6—10, II = 3—4, III = 3?—4.

Lectotype or neotype. Has to be chosen among cotypes of Hisinger, or among specimens from the black *Tretaspis* Shale of Dalecarlia, Sweden.

Remarks. Fig. 4 illustrates a specimen with few pits.

4. *Tretaspis seticornis* (Hisinger), var. *anderssoni* n. var.

Large form. Fringe with faintly developed brim, 4 continuous rows of pits, and a short 5th row in front of axial furrows. Indices: I = 6—10, II = 4, III = 5.

Holotype. No. 65 196 of Paleont. Mus. Coll. Oslo. From the *Tretaspis* Shale of Frognøy, Ringerike, Norway.

Remarks. The holotype is figured on pl. 1, fig. 2. The variety appears to be identical with the form described by Andersson (1894) from the *Tretaspis* Shale of Öland.

5. *Tretaspis seticornis* (Hisinger), var. *hadelandica* n. var.

Large form with moderately convex cheeks. Test smooth or practically so. Fringe steep with faintly developed brim, 4 continuous

rows of pits, and a 5th row in front of axial furrows and along margin of cheek. Indices: I = ca. 7—8, II = 4, III = 5.

Holotype. No. 65 187 of Paleont. Mus. Coll. Oslo. From the Gagnum Limestone, N. Nerby, Hadeland. Holotype described below.

6. *Tretaspis ceriodes* (Angelin 1854), forma typica.

Smaller form with moderately convex cheeks. Test strongly reticulated. Fringe with faintly developed brim and short genal prolongations, 5 (rarely 6) continuous rows of pits, 2 marginal rows in radial sulci. Indices: I = 7—8, II = 4?, 5—6, III = 5—6.

Neotype. No. H 381 of Paleont. Mus. Coll. Oslo. From the Upper Chasmops Limestone (4 bδ), Norderhov, Ringerike, Norway.

7. *Tretaspis ceriodes* (Angelin), var. *angelini* Størmer 1930.

Glabella less bulbous with more transverse glabellar furrows. Test moderately reticulated. Fringe with shallow pits. Indices: I = 7—9, II = 4—6, III = 4?, 5—6.

Holotype. No. H 526 of Paleont. Mus. Coll. Oslo. From the Upper Chasmops Limestone (4 bδ), Terneholmen, Asker, Norway.

8. *Tretaspis ceriodes* (Angelin), var. *douisi* n. var.

Test moderately reticulated. Fringe in front with 3 rows of pits in radial sulci. Indices: I = 9, II = 6, III = 6.

Holotype. No. 64 147 of Paleont. Mus. Coll. Oslo. From the Gagnum Shale, Gamme Hill, Gran, Hadeland, Norway. Holotype described below.

9. *Tretaspis latilimba* (Linnarsson 1869).

Medium-sized form with comparatively narrow glabella. Test smooth in adult. Fringe steep and broad in front, practically without brim. 5 continuous rows of pits in front, and a short 6th row in front of axial furrows. 2 marginal rows in shallow radial sulci. Indices: I = 8—10, II = 5, III = 6.

Lectotype. To be chosen among Linnarsson's cotypes from the red Tretaspis Shale of Västergötland, Sweden.

10. *Tretaspis latilimba* (Linnarsson), var. *brøggeri* n. var.

Fringe with narrow brim, usually 6 continuous rows of pits in front, and a 7th row may occur in front of axial furrows. Indices: I = 8—10, II = 5—6, III = 6—7.

Holotype. No. 11 957 of Paleont. Mus. Coll. Oslo. From the Gastropod Limestone (Upper Chasmops Zone) (5 a), Skjærholmen, near Oslo, Norway. Pl. 1, fig. 10.

11. *Tretaspis kiæri* Størmer 1930.

Larger form with strongly vaulted glabella and cheeks. Test distinctly reticulated. Fringe broad with well developed brim. 7 continuous rows of pits in front, and an 8th row may occur, at least in front of axial furrows. 3 marginal rows in radial sulci. Indices: I = 9—12, II = 7—8, III = 7—8, 9?

Holotype. No. H 197 of Paleont. Mus. Coll. Oslo. From the upper part of the Upper Chasmops Limestone (4 bδ) (= Lower Trinucleus Limestone of Kiær), Frognøya, Ringerike, Norway.

Stratigraphical distribution of Scandinavian species and varieties of the genus <i>Tretaspis</i>	Upper Chasmops Lst. (4bδ)		Tretaspis Shale (4cα)		Tretaspis Lst. (4cβ)	Upper Tretaspis Shale — Isotelus zones (4cγ—4d)	Gastropod Lst. (5a)
	Upper	Uppermost	Lower— middle	Upper			
<i>Tretaspis ceriodes</i> forma typica	x	o	.	.	.	.	.
<i>Tretaspis ceriodes angelini</i>	x	.	.	.	.	.	.
<i>Tretaspis ceriodes donsi</i>	x	.	.	.	.	.	.
<i>Tretaspis kicæri</i>	.	x	.	.	.	.	.
<i>Tretaspis seticornis</i> forma typica	.	.	x	x	o	.	.
<i>Tretaspis seticornis anderssoni</i>	.	.	x	x	.	.	.
<i>Tretaspis seticornis hadelandica</i>	.	.	.	x	.	.	.
<i>Tretaspis granulata</i> forma typica	.	.	.	x	x	.	.
<i>Tretaspis granulata bucklandi</i>	.	.	.	x	x	.	.
<i>Tretaspis latilimba</i> forma typica	.	.	.	.	x	o	.
<i>Tretaspis latilimba brøggeri</i>	.	.	.	.	.	.	x

Tretaspis ceriodes (Angelin).

Pl. 1, fig. 7, pl. 4, fig. 16.

In the Gagnum Shale E of Gagnum this species occurs abundantly. The specimens correspond very well in shape and size to the typical specimens of Ringerike and other localities. Most characteristic is the steep fringe of an almost constant width. 5 rows of pits are present in front. The marginal brim is but slightly developed, and the marginal sulci very shallow. The short genal prolongations have 7—8 pits along the posterior margin.

Pl. 4, fig. 16, shows a fairly complete specimen demonstrating the morphology of the thorax and pygidium. The 6-segmented thorax has a subquadratic outline. The flat pleural areas, intersected by the distinct pleural furrows, have steep lateral portions.

The pygidium has faintly developed axial furrows, the axis having 6 annulations. The pleural area is slightly convex medially where the anterior pleural furrows are visible, and slightly concave towards the steeply sloping margin.

Dimensions. Median length of complete specimen = 15.5 mm, length and width of pygidium = 2.5 mm, 9 mm; length of cephalae = 7 mm, 6 mm.

Occurrence. Common in the Gagnum Shale E of Gagnum and at Rokotjern, Gran, Hadeland.

Remarks. The present species appears to be characteristic of the uppermost part of the Middle Ordovician (Chasmops Series). The species occurs in the Upper Chasmops Limestone (4 bδ) of Oslo, Ringerike, and Hadeland, and in the Sphæronid Limestone of Hadeland. In Sweden *T. ceriodes* is found in the same series (Beyrichia Limestone) in Västergötland and according to Thorslund (1940) in the upper part of the Chasmops Series of Jämtland. From the Upper Drummuck Group of Girvan, Scotland, Lamont (1935) quotes the presence of *Tretaspis* aff. *cerioides*. Since this form occurs in beds above those with *T. seticornis*, it may possibly be some other form, perhaps *T. seticornis hadelandica*, which has a similar shape of the fringe. The American *T. clarkei* Cooper 1930 also bears considerable resemblance to the present species.

Tretaspis ceriodes (Angelin) var. *donsi* n. var.

Pl. 1, fig. 8.

The single specimen, probably representing a late larval stage, is preserved in calcareous shale demonstrating fairly well the primary convexity of the cephalon. On the narrow convex glabella the frontal lobe is not much developed. The glabella and cheeks have a reticulated ornamentation. The moderately vaulted cheek is provided with a tubercle representing the lateral eye. The fringe has a fairly even width with a narrow marginal brim. The short postlateral angles are but slightly prolonged backwards. The fringe has 6 rows of pits in front, a number decreasing to 5 at the antelateral portion of the cheek. Along the posterior margin the fringe has 9 pits. Characteristic of the variety is the presence of marginal radial sulci with 3 pits, in the frontal portion of the fringe.

Dimensions. Length and width of cephalon = 2.5 mm, 10 mm.

Holotype. No. 64 747 of the Paleont. Mus. Coll. Oslo.

Occurrence. Gagnum Shale, Northern slope of Gamme Hill, Gran, Hadeland.

Remarks. In the narrow glabella and shape of fringe, as well as in size, the present form exhibits larval characters. The variety differs from the typical *T. ceriodes* by the presence of radial sulci with 3 pits, and possibly by a larger number of pits along the postlateral border of the fringe.

Tretaspis kiæri Størm.

Pl. 1, fig. 11.

A few fragmentary specimens evidently belong to this species. The large form has a broad fringe with the characteristic number of pits. In the specimen figured the fringe in front of the axial furrow has 7 rows of pits, 4 on the cheek roll and 3 in radial sulci at the margin. For comparison a more complete cephalon from Ringerike is figured (pl. 1, fig. 12).

Dimensions. Probable length of cephalon = ca. 10 mm.

Occurrence. Gagnum Shale, E of Gagnum, Gran, Hadeland.

Tretaspis seticornis (Hisinger), forma typica.

Pl. 1, fig. 1.

Specimens belonging to this type are found in the lower part of the Tretaspis Shale at Lunner and near Grina, W of Lunner. A specimen from Grina (pl. 1, fig. 1) is somewhat compressed in the shale. The reticulation of the test is visible, and the fringe has the pit pattern characteristic of the forma typica of the species. In front there are 4 rows of pits of which the 2 marginal ones are placed in radial sulci. The specimens of Lunner, also preserved in shale, have a similar pattern of pits.



Textfig. 4. *Tretaspis seticornis* (Hisinger) forma typica. 3 ×. Antelateral view of cephalon with few pits on the fringe. Tretaspis Shale (4 ca), Frognøy, Ringerike. No. H 75 Pal. Mus., Oslo. Kiær. coll.

Dimensions. Length of cephalon from Grina = 8 mm, length of cephalae from Lunner = 7 mm, 6 mm.

Occurrence. The forma typica of the species is found at Grina, W of Lunner station, and in the road section just S of the station.

Tretaspis seticornis (Hisinger) var. *hadelandica* n. var.

Pl. 1, fig. 3, 4.

Both in the southern and northern development of the Upper Ordovician of Hadeland this variety has been found.

The variety appears to be larger than the forma typica. The glabella and the more moderately convex cheeks have a practically smooth test. In the holotype the lateral eye tubercles are less prominent than usual in the species. The steep and broad fringe is almost without a brim, thus approaching the characters of *T. ceriodes* and *T. latilimba*. In front of the bulbous pseudofrontal lobe of the glabella there are 4 rows of pits of which the 2 marginal ones are placed in shallow radial sulci. In front of the axial furrows there are 5 rows of pits, a number present also along the cheek, in contrast to the conditions in *T. seticornis andersoni* in which the number becomes smaller below the more convex antemedian point of the cheek. Along the posterior margin the number of pits appears to be about 7—8.

Holotype. No. 65 187 of Paleont. Mus. Coll. Oslo.

Dimensions. Length and width of holotype = 11 mm, 20 mm. Length and width of specimen from Lunner = 9? mm, 13,5 mm.

Occurrence. The holotype is found in a loose block at the eastern shore of the small pond S of Gagnum, Gran. The limestone block evidently belongs to the Gagnum Limestone. The variety is common in the limestone beds of the uppermost part of the Tretaspis Shale in the railroad section near Bekkeli S of Lunner station.

Lonchodomas aff. *rostratus* (Sars).

Pl. 2, fig. 10.

A few cranidia were found in the shale at Flatla, and some fragments in the shale of Gagnum. The subtriangular cranidium without the frontal spine, is a little broader than long. The oblong glabella is marked off by distinct glabellar furrows diverging forwards. The moderately vaulted glabella has a median keel which in front becomes flattened indicating a quadrangular section of the frontal spine. In front of the occipital furrow the glabella is provided with two circular muscle scars, and another pair of more oblong scars are traced further forward on the glabella. The depressed fixed cheeks have a triangular outline.

Dimensions. Length (without frontal spine) and width (estimated) of figured specimen = 10 mm and 11 mm.

Occurrence. Tretaspis Shale(?), railroad section by Flatla N of Lunner station. Fragments from the Gagnum Shale at Gagnum, may belong to the same species.

Remarks. The specimen described corresponds rather closely with Sars' species (Størmer 1940, pl. 2, fig. 1—3). This species, however, is characteristic of the considerably older Ogygiocaris Shale (4 a α) and Ampyx Limestone (4 a β). The present form deviates in the more circular shape of the posterior muscle scars, and possibly also in the more distinct axial furrows. Species related to *L. rostratus* occur in the Upper Chasmops Limestone (4 b δ), but judgement of their mutual relationship may be postponed to a future revision of this group, so common in the Ordovician of Norway.

Remopleurides latus Olin var. *granensis* n. var.

Pl. 4, fig. 4.

The glabella has a subrhombic outline, an evenly convex central portion, and a tongue-like frontal piece projecting steeply between the large eyes. The length of the convex tongue is about $\frac{1}{2}$ the width of the glabella. The length of the glabella, not including the occipital ring, is $\frac{7}{8}$ the width. Traces of 3 pairs of transverse glabellar furrows are indicated. The test which is preserved only in the hind portion of the glabella, is quite smooth without striæ or tubercles. The large lateral eyes are provided with a very great number of minute facets. Fragments of the free cheek exposed in the holotype shows a fine striation interrupted by rows of very small tubercles.

Holotype. No. 65 082 a of Paleont. Mus. Coll. Oslo.

Occurrence. A few specimens in the Gagnum Shale at the NE-shore of Rokotjern, Gran, Hadeland.

Dimensions. Length and width of glabella = 7 mm, 8 mm.

Remarks. The present form is probably closely related to *Remopleurides latus* described by Olin (1906) from the Chasmops Series in Scania, Sweden. The Swedish species differs, however, in having a somewhat broader frontal tongue and a distinct striation of the test. A closer correspondance is found with specimens from the Östersjö Limestone described by Wiman (1907) and referred to the same species. In discussing the species Warburg (1925, p. 89) suggests that Wiman's form might represent a special variety. The Swedish author describes a variety *R. latus kulsbergensis* which corresponds with our form in the width of the tongue, but differs in having a fine striation of the test. It may seem justifiable to regard the Norwegian form, and probably also the form described by Wiman, as representing a separate variety.

Cyphaspis sp.

Three incomplete cranidia have been collected in the Gagnum Shale E of Gagnum (No. 65 193), at Rokotjern (No. 65 095 a) and Gamme Hill (No. 64 704). The specimen from Gamme measures 2 mm in length. The narrow, strongly vaulted glabella has the characteristic basal lobes. The pre-glabellar area is strongly convex with the surface sloping rapidly down to the transverse furrow behind the anterior rim. A closer specific determination of the fragmentary material is hardly possible.

Isotelus sp.

Pl. 2, fig. 11, text-fig. 5.

A few, rather fragmentary specimens of a large asaphiid have been found in the upper part of the Tretaspis Shale S of Lunner station.

The figured free cheek lacks the genal spine and the frontal portion is also somewhat incomplete. The very broad and forwards projecting doublure is characteristic of the genus *Isotelus*. The genal spine was evidently fairly strong.

The hypostoma (text-fig. 5) shows the characteristic slight development of the anterior wings. Another generic feature is expressed in the lack of a central body distinguished by lateral furrows or individual convexity. The posterior wings are strongly developed, being as long as the frontal portion of the hypostoma. The test is ornamented with irregular terraced lines. A pair of maculae are situated in the middle of the anterior portion. The distance between the oblong, transverse maculae is $\frac{1}{2}$ the width of the hypostoma in this place.

A fragmentary pygidium (No. 65 204) indicates a parabolic outline of this shield. The axis is faintly marked by very shallow axial furrows.

Dimensions. Length of free cheek from base of genal spine to lateral eye = 34 mm. Length and width of hypostoma = 27,5 mm, 25,5 mm. Width of pygidium = 74 mm.

Occurrence. Upper part of Tretaspis Shale (4 ca), railroad section S of Lunner station.

Remarks. A closer specific determination of the present form may favourably be postponed until the far more complete materials from Ringerike and other localities of the Oslo Region are described.



Textfig. 5. *Isotelus*. sp. 1.5 ×. Hypostoma.
Upper part of Tretaspis Shale (4 ca), railroad
section near Bekkeli, S of Lunner, Hadeland.
No. 65 262 a Pal. Mus., Oslo. Størmer coll.

Stygina latifrons Portlock.

Pl. 4, fig. 11, 12.

The figured cephalon is rather fragmentary, lacking the left cheek and the posterior portion of the glabella. The shape of the convex glabella corresponds to the illustration of Salter (1864, pl. 2, fig. 2). The free cheek has the characteristic broad lateral limb. The genal spine, not shown in the published photograph, is short and direct backwards thus corresponding to Irish specimens, but differing from a specimen described by Wiman (1901, pl. 8, fig. 1) from the Östersjö Limestone.

A small pygidium (pl. 4, fig. 12) evidently belongs to the present species. Along the semicircular marginal brim the test is broken off exposing the broad doublure.

Dimensions. Probable length and width of the cephalon = 9 mm and 18 mm, of the pygidium = 5.5 mm and 8.7 mm.

Occurrence. Gagnum Shale, E of Gagnum, Gran, Hadeland.

Illænus glaber Kjerulf.

Pl. 2, fig. 12, 13.

The cephalon figured has the very small palpebral lobes characteristic of the *I. linnarssoni* group. The course of the posterior branch of the facial suture, distinguishing *I. linnarssoni* from *I. glaber* (= *I. avus*), is not exposed in the specimen. On the other hand the width of the glabella, being less than $\frac{1}{2}$ the width of the cephalon (Warburg 1925, p. 125), agrees with that of *I. glaber* (Størmer 1943 a).

Dimensions. Length and width of cranium = 17 mm, and 25 mm.

Occurrence. Tretaspis Shale(?) in the railroad section at Flatla, Lunner, Hadeland.

Remarks. The species is common in the Upper Chasmops Limestone (4 bδ) of the Oslo District, but seems to occur also in the Upper Ordovician Series.

Illænus parvulus Holm.

Pl. 4, fig. 7, 8.

The cranium is strongly vaulted. The glabella is bordered by shallow axial furrows diverging forwards and becoming obsolete at the frontal portion of the palpebral lobes. The width of the convex glabella is a little more than $\frac{5}{7}$ the length. The narrow fixed cheek has prominent palpebral lobe with a gently curved margin and a length exceeding $\frac{3}{8}$ the length of cephalon. The straight posterior branch of the facial suture forms an angle of 70° with the posterior margin of the cephalon.

Possibly a specimen demonstrating the thorax and pygidium (pl. 4, fig. 9) may be referred to the same species. The thorax has the 8 segments characteristic of the group to which *I. parvulus* belongs according to Holm (1882). The width of the thoracic axis, as well as the length of the axis in the pygidium, are, however, greater than in the specimen figured by this author (l. c. pl. 5, fig. 14).

Dimensions. Length and width of cranium, No. 65 142 = 7 mm, 8 mm; of thorax (outstretched) No. 65 182 = 5 mm, 8,5 mm; of pygidium = 4,5 mm, 8 mm.

Occurrence. Gagnum Shale, E of Gagnum, Gran, Hadeland.

Remarks. The present specimens are larger than those of the Chasmops Limestone (length of cephalon = 4 mm) and Boda Limestone (5 mm) of Sweden (Warburg 1925, p. 136). A form described by Wiman (1907, p. 138, pl. 8, fig. 20—22) deviates in having a different course of the posterior branch of the facial suture.

Encrinurus laurentinus Twenhofel.

Pl. 2, fig. 14.

Several pygidia of this form have been found in the upper part of the Tretaspis Shale (4 α) of Lunner, but appears to occur also in the Isotelus Shale above.

The pygidium has a triangular outline with an acute, but not projecting posterior point. The width varies in accordance with variable convexity of the side lobes. The figured specimen is narrow, the length being like the width, but in more flat specimens the length may be less than $\frac{2}{3}$ the width. The present material has demonstrated a considerable difference in the morphology of the dorsal and ventral surfaces (shown in the casts) of the test. In the specimen figured the test of the axis has later been partly removed in order to demonstrate the inner surface. The dorsal surface of the test shows a long and narrow, little convex axis bordered by faint axial furrows becoming obsolete posteriorly. The axis is provided with numerous lateral pits distinguishing the segments or subsegments rather. Only the two frontal segments are marked off as axial rings. The rest of the axis has a smooth median portion without median tubercles. On the cast (inner surface) the axis is more narrow and also the posterior pointed portion is bordered by distinct axial furrows. The axis tapers evenly in breadth towards the distal point not reaching the posterior margin. On the cast the axis is divided in distinct axial rings, the posterior ones, however, being very faintly developed. 35 rings and a small unsegmented distal piece are traced.

The side lobes are strongly convex in the specimen figured, but in other specimens they are more flat with convex marginal portions. On the dorsal surface the test of the side lobes is very smooth without an individual convexity of the pleuræ. The pleural furrows appear as distinct lines except in the posterior portion where they become more obsolete. The 6—7 frontal pleuræ have the lateral portions developed into short blunt spines directed backwards and slightly outwards. On the cast the pleural furrows are much more distinct, being broader and deeper and thereby giving the pleural ribs a more individual convexity. 14 pleuræ are visible in the cast of the specimen figured.

Dimensions. Length and width of pygidium of No. 35 059 = 11 mm, 11 mm; of 65 262 b = 10 mm, 16 mm(?).

Occurrence. Fairly common in the upper part of the Tretaspis Shale (4 α) in the railroad section S of Lunner, and along the road to Sand passing below the same railroad. A pygidium probably belonging to this species has been found in the shale at Flatla, Lunner. The species also occurs in the Isotelus beds of the last locality.

Remarks. In his article on the family Encrinuridæ Reed (1928) distinguishes several different groups of the genus *Encrinurus*. As one of the chief distinguishing characters Reed mentions the development of complete or incomplete rings on the axis of the pygidium. The present material has made it clear, however, that such a distinction is highly dependent on the mode of preservation, and therefore easily may lead to confusion.

The described form is probably closely related to *E. multisegmentatus* Portlock described from several European countries. The specimens from Girvan, Scotland (Reed 1906, p. 122) has, however, 32 segments on the axis and 11 pleuræ without free, pointed ends. Warburg (1925, p. 334) suggests that the Swedish specimens referred to *E. multisegmentatus*, may belong to another species, *E. striatus* Angelin, since the convexity of the side lobes appear to be different (as well as some cephalic features). The variable convexity of the Norwegian specimens would rather suggest a common identity of the two species as far as the pygidium is concerned. *Encrinurus percéensis* Cooper from Gaspe, Canada (Cooper 1930, p. 382, pl. 5, fig. 6) appears to be closely related, if not identical with *E. multisegmentatus*. Twenhofel (1928, p. 329) having examined Portlock's original material in London, mentions that the "pygidium figured by Portlock has about 25 segments in the central lobe. These are less sharply separated on the top of the axis than on the sides, but are plainly shown. No nodes are on any part of the pygidium, and the length of the pygidium is equal to the width and each is about 16 mm. On the lateral slopes of the pygidium there are 13 segments". From the Anticosti Island, Canada, Twenhofel (l. c. p. 328, pl. 59, fig. 2—5) describes *E. laurentinus* which has a 12 mm long and 13 mm wide pygidium with 30—40 segments on the axis and 12 or more ribs on the side lobes, and no tubercles on any parts of the pygidium. This Upper Ordovician species thus agrees completely with our form. The species mentioned, seem, however, to be closely related forming one smaller group characteristic of the Upper Ordovician.

Encrinurus(?) sp.

Pl. 4, fig. 6.

An incomplete fragment, an impression of the right side of the anterior $\frac{2}{3}$ of the glabella with the fixed cheek, evidently belongs to the Family Encrinuridea. The vaulted glabella is bordered by deep

axial furrows, apparently diverging anteriorly. A furrow near the frontal margin of the glabella marks off a marginal rim. 2 short glabellar furrows are placed near the axial furrows. The strongly vaulted fixed cheek has a stalked eye with a forward position. Both the glabella and cheek are ornamented with a very coarse granulation.

The short and lateral glabellar furrows as well as the coarse granulation suggest the genus *Encrinurus*. A similar granulation is, however, found also in certain species of *Cybele* (*Atractopyge*), but these forms have a more posterior position of the lateral eyes. The present form recalls illustrations of *Encrinurus seebachi* Schmidt (Öpik 1937, fig. 33).

Dimensions. Possible length of cephalon = 7—8 mm.

Occurrence. Gagnum Shale, NE-shore of Rokotjern, Gran, Hadeland.

Cybele (*Cybeloides*) sp.

Pl. 4, fig. 1, 5.

The subrectangular, vaulted glabella is bordered by moderately deep axial furrows, sloping steeply in front. In its posterior half the glabella has glabellar lobes, separated from the median portion of the glabella, by their convexity rather than by a longitudinal furrow such as in typical members of the subgenus *Cybeloides*. The glabellar furrows between the three lobes appear as transverse pits which open laterally through a more shallow groove into the axial furrows. The glabella is ornamented with a coarse granulation. The fixed cheek is strongly vaulted with a stalked eye, situated opposite and slightly in front of the second glabellar lobe, and directed upwards and slightly outwards. The course of the facial suture is not exposed. The cheek is also ornamented with tubercles, however, less distinct. An eye ridge is indicated leading from the anterior portion of the frontal glabellar lobe to the eye.

A pygidium from the same slab may belong to the same species. As shown in pl. 4, fig. 1 the pygidium is long and narrow, but the actual width is not exposed. The narrow axis has 15 incomplete rings and a posterior pointed piece projecting backwards between the pleuræ. On either side of the axis the side lobes have narrow ribs running parallel with the axial furrows. Since these ribs may be traced forward almost to the front of the pygidium it is probable that the side-lobes were very narrow. It is, however, not excluded that an anterior portion of the pygidium is not preserved.

Dimensions. Length of cephalon (No. 65 145) probably 5 mm, length of pygidium (No. 65 137) 10 mm(?).

Occurrence. Gagnum Shale, E of Gagnum, Gran, Hadeland.

Remarks. The glabella is not distinctly trepartite such as in typical species of the subgenus *Cybeloides* (Reed 1928, p. 72), but on the other hand the side lobes are well marked off from the central portion of the glabella. The posterior position of the eyes is characteristic of the mentioned subgenus, and the pygidium seems also to be similar. A posterior position of the eyes is, however, found in certain species (*C. grewingki* and *C. revalicuisis*) which have other characters in common with *Cybelella*. Provisionally the described form may be placed in the subgenus *Cybeloides*. The species differs decidedly from *C. loveni* Linnarsson (1869), but the establishment of a possible new species may wait until more material is at hand.

Reacalymene(?) holtedahli n. sp.

Pl. 2, fig. 6—8.

Specific characters: The glabella is bell-shaped in outline, moderately convex and sloping gently forward to the steep anterior border. The length of the glabella (occipital ring included) is slightly greater than its width at the base, the front of the glabella reaching a little farther forward than the fixed cheeks. The prominent basal glabellar lobes are rounded with the anteriolateral corner slightly projecting. The furrows in front of them are bifurcate, but no intermediate lobes are present. The next lobes are considerably smaller with a rounded outline and the furrows in front of them oblique with a slight tendency to bifurcate. The third lobes, from behind, are smaller, bordered in front by short but distinct glabellar furrows. The frontal lobes of the glabella have no "supplementary" glabella furrows.

The axial furrows are deep, following the course of the bell-shaped outline of the glabella. The antennary pits are deep, situated opposite the frontal lobes. No papillate lobes are present. The preglabellar furrow are deep and broad. The anterior margin is "thickened" forming a broader ridge flattened on the top. The fixed cheeks have the lateral eyes situated opposite the second glabellar lobes with palpebral lobes (not preserved in holotype) not much turned upwards. The occipital furrow is broad. The cephalon has a smooth test.

A pygidium occurring together with the holotype and probably belonging to the same species, is strongly convex. The broad axis

tapering evenly in width backwards almost to the end of the pygidium, has 4 rings, an incomplete 5th ring and a posterior terminal piece. The side lobes have the marginal portion steeply sloping and the edge curved inwards below. The lobes are provided with an anterior half rib and four ribs with intercostal furrows in the distal half of each rib. On either side of the terminal piece of the axis a rib runs backwards and slightly inwards towards the posterior margin. The test is finely granulated near the posterior margin.

Dimensions. Length and width (estimated) of cephalon (holotype) = 15.5 mm, and 24 mm. Length and width of pygidium = 8 mm, and 15 mm.

Holotype. No. 65 192 of Pal. Mus. Coll. Oslo.

Occurrence: The species is fairly common in the upper part of the Tretaspis Shale S of Lunner station. A cephalon occurring in the shale at Flatla N of Lunner Station may belong to the same species, but since the pre-glabellar area is not preserved, an accurate determination is hardly possible.

Remarks. In his revision of the British Calymenidæ, Shirley (1935) divides the previous genus into a number of new genera which appear to have a characteristic stratigraphical distribution. The present species lacking papillate lobes, and having comparatively long and bell-shaped glabella resembles the genus *Gravicalymene* of which only one British species is known. The pre-glabellar area with its flattened ridge in front, however, deviates from the roll in *Gravicalymene* and approaches more closely the conditions in the genus *Reacalymene*. The shape of the ridge may be subject to some variation, but provisionally we may perhaps refer the species to the genus *Reacalymene* (cp. Shirley 1935, fig. 1). Both *Gravicalymene* and *Reacalymene* are characteristic of the Middle—Upper Ordovician.

The present species differs from the British species. The Baltic species described by Schmidt as *Calymmene Stacyi* (Schmidt 1894, 1907) from the uppermost Ordovician deviates from our form in the shape of the pre-glabellar area. Two specimens from Bornholm and West Prussia (Schmidt 1894, pl. 2, fig. 10, 11) have a broader pre-glabellar furrow and a flattened ridge recalling the Norwegian form. It seems doubtful whether these specimens belong to the same species as the more complete specimen from Dagö. The present species has little common with "*Calymene*" *trinucleina* Törnquist, which is characteristic of the Scandinavian Tretaspis Shale.

Platylichas laxatus McCoy.

Pl. 4, fig. 15.

A fragment of the pygidium was found in the Gagnum shale at Rokotjern. The frontal portion of the pygidium is well preserved showing the convexity of the axis and the distinct granulation of the test. The axis has three rings, no indications of a fourth. The two anterior pleural segments, separated by distinct rib furrows and provided with pleural furrows, are exposed with exception of pleural spines. The figured specimen corresponds very well with specimens figured by Warburg (1939 pl. 12, fig. 11, 12) from the Chasmops Limestone (4 b8) of Asker, near Oslo. Although only parts of the pygidium is preserved, it seems probable that the present specimen belongs to the species *P. laxatus* (McCoy).

Dimensions. Width of pygidium = about 14 mm.

Occurrence. Gagnum Shale, NE-shore of Rokotjern, Gran, Hadeland.

Calyptaulax norvegicus n. sp.

Pl. 4, fig. 2, 3.

The little convex glabella has a subpentagonal outline with the frontal border well rounded. The width of the glabella is like the length in front of the occipital ring. The distinct but shallow axial furrows diverge forwards. The frontal lobe of the glabella occupies the whole width of the glabella as far as to the frontal tip of the long 1st glabellar lobes. The prominent first glabellar lobe has a triangular outline bordered in front by the 1st glabellar furrow, directed obliquely outwards and forwards. The 2nd glabellar furrow, marking the posterior border of the lobe, forms a transverse, pit, which on the cast communicates with the axial furrow through a shallow furrow. The 2nd glabellar furrow is directed outwards and backwards. The 2nd glabellar lobe, which thus is partly coalesced with the 1st lobe, is much smaller, bordered posteriorly by the 3rd glabellar furrow. The 3rd glabellar furrow is bifurcate with the frontal branch running parallel with the 2nd glabellar furrow, and the hind branch directed backwards separating the 3rd glabellar lobe. The 3rd lobes form circular lobes on either side of a fairly broad ring across the glabella. The occipital ring is broad and transversely convex. The broad fixed cheeks have very long crescentiform, slightly convex, palpebral lobes extending forwards to the gla-

bella at the anterior point of the 1st glabellar lobes. The post-lateral angles of the cheeks are not preserved.

The pygidium, evidently belonging to the same species, has a triangular outline, probably with an acute posterior end. The convex axis, bordered by distinct axial furrows, tapers evenly in width towards the blunt distal end. The shallow ring-furrows have an undulating course. About 9—10 rings may be counted, the posterior ones being, however, very indistinct. The convex side lobes have 5 pleural furrows and indications of a 6th near the distal end of the axis. Faint rib furrows are indicated. The broad marginal band is slightly concave without pleural furrows. The postlateral ridge is broad and low.

The test, preserved in the frontal portions of the cephalon and pygidium, is smooth.

Dimensions. Length of cephalon (holotype) = 11 mm. Length of pygidium = 10 mm.

Holotype. No. 65 118 of Paleont. Mus. Coll. Oslo.

Occurrence. Gagnum shale, E of Gagnum, Gran, Hadeland.

Remarks. This species is probably the first known European representative of this American genus of the subfamily Pterygomatopinae. The cephalon of the present species deviates slightly from the genotype *C. glabella* Cooper (Cooper 1930, p. 388, pl. 35, fig. 10) by having somewhat larger 3rd glabellar lobes. A greater difference is found in the more narrow marginal band of the pygidium of the American form. The other species of the genus (Delo 1940) are more different. *C. glabella* occurs in the Richmondian fauna of Percé, Quebec.

Calyptaulax sp.

.....

Pl. 4, fig. 10.

A small pygidium, somewhat laterally compressed, probably belongs to this genus. It differs from *C. norvegicus* in having a more narrow rachis, one more pleural rib, and distinct rib furrows confined to the distal portions of the ribs. The pygidium may belong to a new species or variety, but the present material is too incomplete to warrant a detailed description.

Dimensions. Length and width of pygidium = 6 mm, 7 mm.

Occurrence. Gagnum Shale, NE shore of Rokotjern, Gran, Hadeland.

Calliops (?) sp.

Pl. 2, fig. 9.

The fragmentary pygidium figured probably had a triangular outline with an acute (not preserved) terminal point. The axis, moderately convex, and tapering backwards to the distal blunt end, has undulating ring furrows. The moderately convex side lobes have 6 pleural furrows and laterally the ribs are provided with rib furrows extending into the wide marginal band beyond the pleural furrows. A postaxial ridge is present and the terminal point of the pygidium is upturned. Test smooth.

Dimensions. Probable length and width of pygidium = 12 mm and 18 mm.

Occurrence. Upper part of Tretaspis Shale, section along the road to Sand near the railroad S of Lunner.

Remarks. In the development of the pleural furrows the present form deviates from species of *Dalmanitina* and *Pterygometopus*. A similar pygidium is found in species of the American genus *Calliops* of the subfamily Pterygometopinae. *C. plattenvillensis* Ulrich and Delo (Delo 1940, p. 98, pl. 12, fig. 5) has a pygidium rather similar to the one described above.

Chasmops maximus Schmidt.

Pl. 2, fig. 1—5.

In limestone beds in the black shale of Flatla, Høltedahl collected several specimens probably belonging to this species. The glabella has a subtrapezoidal outline with the slightly convex axial furrows diverging forwards at an angle of about 40°. The length of the glabella (including the occipital ring) equals the width. The convex, alate frontal lobe of the glabella has a transverse, slightly concave anterior border. On the cast the central portion of the lobe has rows of muscular markings, arranged around a central oblong area. The 1st glabellar lobe is prominent, with a subtriangular outline and with little individual convexity. 1st glabellar furrows almost straight forming an angle of 110°. The lateral border of the lobe slightly convex. The 2nd glabellar lobe is rudimentary, appearing as a small tubercle at the base of the 1st lobe. The 3rd lobe forms the distal end of a less distinct ring across the glabella. The occipital furrow is well marked. The cheeks are not preserved. The pygidium

is known through several larger fragments. The exact outline is not demonstrated, but appears to have been elongate parabolic. The posterior portion is well rounded with an upturned distal point (pl. 2, fig. 4, 5). The rachis is relatively broad. The width is not tapering evenly backwards to the distal very blunt point. At a point beyond half its length the axis is comparatively broad, the axial furrows thus being slightly convex. The rings on the axis become very short near the short terminal piece. The convex side lobes have distinct pleural furrows reaching close to the margin. The little convex ribs have no rib furrows. Characteristic of the species is the presence of pleural ribs near the posterior margin on either side of the post-axial ridge.

Dimensions. Length of cephalon (No. 35 036) = 27,5 mm, length of pygidium more than 38 mm (No. 35 117).

Occurrence. Limestone beds ("Flatla Limestone") in black shale, railroad section E of S. Flatla, just N of Lunner station.

Remarks. The species *Chasmops maximus* was founded by Schmidt (1881, 1907) on specimens from Jewe (D₁) and Kegel (D₂) of the East Baltic provinces. The specimens figured by Schmidt (1881, pl. 3, fig. 11; pl. 4, fig. 1—3, 5—7; pl. 10, fig. 17, 18, pl. 11, fig. 13, and pl. 15, fig. 34, 35) differ mutually, however, in several respects. Concerning the cephalic structures, the 1st glabellar lobe has a convex frontal border in some specimens (l. c. pl. 4, fig. 1, pl. 10, fig. 17), while in another (pl. 4, fig. 2) it is more straight, though not so much as in our form. Specimens from "Geschlebe" of Öland (pl. 4, fig. 3) and Germany have very prominent glabellar lobes reaching as far back as to the occipital furrow. The pygidium is also subject to considerable variation. A shape of the axis similar to that of our form is expressed in certain Baltic specimens (pl. 4, fig. 6, 7 (?), and pl. 15, fig. 35), but quite another type is represented by a specimen (pl. 4, fig. 5) having a narrow, evenly tapering axis. A similar narrow axis is demonstrated in a specimen figured by Törnquist (1884, pl. 1, fig. 8) from Dalarna in Sweden. Wigand's specimens (1888, pl. 6, fig. 12, 13) closely approaches our form. In the cephalon the 1st glabellar lobes have a somewhat different outline, but this may to a certain extent be due to the state of preservation. Particularly the pygidium is very similar showing the characteristic thickening of the posterior portion of the axis, and the backwards directed pleuræ beyond the distal point of the axis. After a careful

examination of Swedish specimens of *C. macrourus* Sjögren, Warburg (1925, p. 402) suggests that *C. maximus* may be identical with this species. This view is based on the considerable variation observed by Warburg in a number of specimens. Concerning the pygidium of *C. macrourus*, Schmidt found this to deviate from that of *C. maximus* in being more acutely pointed posteriorly and by having the axis more strongly narrowing backwards. The second point is noticed by Warburg to be subject to considerable variation within specimens of *C. macrourus*, and concerning the more truncate posterior margin of the pygidium in *C. maximus* the Swedish author mentions that this might be due to the less satisfactory preservation of Schmidt's specimens.

Our material corresponds very well with Schmidt's characteristics of *C. maximus*. The pygidium is not acutely pointed and the rachis neither tapers more rapidly backwards. In her description of a *C. macrourus* Warburg mentions the dying out of the axial furrows before reaching the extremity of the axis. In the specimens of Hadeland the extremity of the axis is well bordered by the axial furrows. Judging from the Norwegian material, which, however, is not very complete, it seems justifiable to maintain *C. maximus* as a separate species.

Chasmops eichwaldi Schmidt.

Pl. 3, fig. 1—10.

This form is characteristic of the upper part of the Tretaspis Shale S of Lunner.

The cephalon has a semicircular outline with long genal spines. The subtrapezoidal glabella is bordered by deep (in cast) axial furrows diverging forwards at an angle of 60° — 70° . The moderately convex frontal lobe of the glabella is very broad and alate with a little curved anterior margin. A prominent pre-glabellar border is not preserved in the specimens at hand, but the cephalon figured in pl. 3, fig. 9 and 10 hardly suggest such a structure. The prominent 1st glabellar lobe is not distinctly triangular in outline. The frontal rounded portion being partly surrounded by the broad lateral portion of the frontal lobe. The 1st and 2nd glabellar furrow unite medially separating the lobe from the central portion of the glabella. The second glabellar lobes are not quite reduced. An indication of a small lateral tubercle is visible in the specimens, but whether this is

present also on the dorsal surface of the test it has not been possible to decide since all specimens examined represent internal moulds or casts. The second lobes are thus represented chiefly by a transverse ring not well separated from the transverse ring representing the 3rd lobes. The rectangular occipital ring is bordered in front by a deep occipital furrow with a circular pit close to the axial furrow. The narrow fixed cheeks have comparatively small palpebral lobes bordering the lateral eyes with a visual surface containing about 22 radial rows of facets, the longest rows with 10 facets. The free cheeks are sloping steeply towards the margin and the lateral, flat surface of the long genal spine is almost vertical. The genal spine has a very narrow and pointed distal portion. It is ornamented with very minute close-set tubercles (pl. 3, fig. 3).

The convex pygidium has a triangular outline with a fairly acute posterior point. The axis tapers rapidly in width backwards to the distal end situated not far from the hind margin of the pygidium. The axis has 14—15 rings, the last ones in front of the terminal piece being nearly obsolete. The arched side lobes have distinct pleural furrows separating 13—14 pleural ribs (the last ones near the postaxial ridge being very faint). The distal point of the pygidium is not turned up such as in *C. maximus*.

Dimensions: Length and width of cephalon No. 65 188 = 19 mm(?), 33 mm; No. 35 108 = 21 mm, 35 mm; No. 65 203, 25 mm (length). Length and width of pygidium No. 65 180 = 17,5 mm, 24 mm; No. 35 060 = 17 mm, 23 mm.

Occurrence. The present form is common in the upper part of the Tretaspis Shale (4 c α) in the railroad sections S of Lunner, as well as in the road section near the railway along the road leading to Sand, and in railroad sections between Lunner and Grindvold.

Remarks. The species forming one of the guide fossils of the Lyckholm (F₁) of the Baltic, was established by Schmidt (1881, p. 117, pl. 4, fig. 4, pl. 5, fig. 8—10, 16, and pl. 10, fig. 21) and a new illustration and brief description have been given by Öpik (1937, pl. 9, fig. 1). The species is also described from "Geschiebe" in Germany by Wigand (1888, p. 53, pl. 7, fig. 4) and Pompeckj (1890, p. 27, pl. 1, fig. 21—23), and from Sweden by Wiman (1901, p. 168, pl. 5, fig. 1—5). The chief characteristic of the species, the complete lack of the 2nd glabellar lobe, is not quite fulfilled in our form. As shown in the reproduced photographs a slight indication of a tubercle

suggests a rudimentary lobe on the cast. The indication is, however, very slight and a similar structure is found in Wiman's specimen. Schmidt's drawings show a more prominent pre-glabellar brim. This is, however, less marked in the German specimens and in the one figured by Öpik. The Norwegian specimens (pl. 3, fig. 9, 10), apparently have no prominent brim, but this character may perhaps be of less importance. The pygidium of our form corresponds very well previous descriptions and illustrations (Schmidt's drawing is not fortunate). Apart from the differences mentioned the Norwegian form agrees very well with *C. eichwaldi*. Important common characters are: the broad alate frontal lobe of the glabella, the shape of the 1st glabellar lobes, the more or less complete absence of the 2nd lobes, the close-set, small lateral eyes, the sculpture, and the shape of the pygidium, particularly the rapidly tapering width of the axis and the not-upturned terminal point. In spite of the mentioned differences I have not found it appropriate to suggest a new variety.

Chasmops sp.

Pl. 4, fig. 13, 14.

The small cephalon from the Gagnum shale is unfortunately badly preserved. It is not possible to determine the development of the second glabellar lobe. The specimen may represent a not adult stage.

A pygidium (pl. 4, fig. 14) possibly also belongs to the genus *Chasmops*. The pygidium has a parabolic outline, but this may largely be due to lateral compression of the specimen. The well marked axis reaching almost to the hind margin, is bordered by slightly convex axial furrows and provided with 11 distinct rings and a short terminal piece. The strongly vaulted lateral lobes have 10—11 strong ribs, reaching the margin and provided with traces of rib furrows. The doublure, when exposed, forms a narrow, strongly concave border with finely granulated test.

Dimensions. Length of cephalon = 6 mm, length and width of pygidium = 5,6 mm, and 6 mm.

Occurrence. Gagnum Shale, SW and NE-shore of Rokotjern, Gran, Hadeland.

Bibliography.

- Andersson, J. G. 1894. Ueber Blöcke aus dem jüngeren Untersilur auf der Insel Öland vorkommend. Öfv. Kongl. Vet.-Akad. Forhandl. 1893. N:o 8. Stockholm.
- Angelin, N. P. 1854. Palæontologia Scandinavica. Part I. Crustacea Formationis Transitionis. Lipsiæ (Lundæ).
- Bancroft, B. B. 1929. Some new species of *Cryptolithus* (s. l.) from the Upper Ordovician. Mem. a. Proc. Manchester Lit. a. Phil. Soc. 1928—1929.
- 1933. Correlation — tables of the stages Costonian — Onnian in England and Wales. Blakeney, Gloucestershire.
- Brøgger, W. C. 1884. Spaltungsverwerfungen in der Gegend Langesund—Skien. *Nyt Mag. f. Naturvid.* 28.
- 1887. Geologisk kart over øerne ved Kristiania. *Ibid.* 31.
- Cooper, G. A. 1930. New species from the Upper Ordovician of Percé. *Amer. Journ. Sci.* 20.
- Delo, D. M. 1940. Phacopid trilobites of North America. *Geol. Soc. America. Spec. papers No. 29.*
- Hisinger, W. 1840. *Lethæa Svecica seu Petrificata Sveciæ, iconibus et characteribus illustrata. Suppl. secundum. Holmiæ.*
- Holm, G. 1882. De svenske arterna af trilobitslägtet *Illænus* (Dalman). Bihang K. Svenska Vet.-Akad. Handl. 7.
- Holtedahl, O. 1909. Studien über die Etage 4 des norwegischen Silursystems beim Mjøsen. *Vidensk.-Selsk. Skr. I. M.-N. Kl.* 1909. Nr. 7.
- and Schetelig, J. 1923. *Kartbladet Gran. Norges Geol. Unders.* Nr. 97.
- Kiær, J. 1920. Oversigt over Kalkalgeflorene i Norges ordovicium og silur. *Norsk Geol. Tidsskr.* 6.
- 1921. En ny zone i Norges midtre ordovicium. *Geol. Fören. Forhandl. Stockholm.* 43.
- 1926. Sphaeronidkalken paa Hadeland. *Norsk Geol. Tidsskr.* 9.
- Lamont, A. 1935. The Drummuck Group, Girvan. A stratigraphical revision with descriptions of new fossils from the lower part of the group. *Trans. Geol. Soc., Glasgow.* 19.
- Linnarsson, J. G. O. 1869. Om Vestergötlands cambriska och siluriska aflagringar. *Kongl. Svenska Vet.-Akad. Handl.* 8.
- Opik, A. 1937. Trilobiten aus Estland. *Acta et Comm. Univ. Tartuensis.* A 32.
- Olin, E. 1906. Om de chasmopskalken och trinucleusskiffern motsvarande bildningarna i Skåne. *Lund, Univ. Årsskr. N. F. Afd. 2, 2.*
- Pompecki, J. E. 1890. Die Trilobiten-Fauna der Ost- und Westpreussischen Diluvialgeschiebe. *Beitr. Naturkunde Preussens.* 7. Königsberg.
- Raymond, P. E. 1916. Expedition to the Baltic Provinces of Russia and Scandinavia. *Bull. Mus. Comp. Zoöl. Harvard.* 56.
- Reed, F. R. C. 1906. The lower Palæozoic trilobites of the Girvan District Ayrshire. *Palæontograph. Soc.* 1903—1906. London.
- 1914. Notes on the genus *Trinucleus*. Part III. *Geol. Mag.* Dec. 6, 1.
- 1928. Notes on the family *Encrinuridae*. *Ibid.* 65.
- Roualt, M. 1847. Extrait du mémoire sur les trilobites du Département d'Ille et Vilaine. *Bull. Soc. Geol. France.* 4.

- Roualt, M. 1848. Mémoire. 1. Sur la composition du test des trilobites. 2. Sur les changement des formes dus à des causes accidentelles, ce qui a put permettre de confondre des espèces différentes. Ibid. 6.
- Salter, J. W. 1864. Figures and descriptions illustrative of British organic remains. Dec. XI. Trilobites. Mem. Geol. Survey.
- Schmidt, F. 1881. Revision der Ostbaltischen silurischen Trilobiten. Abt. I. Mém. Acad. Imp. Sci. St. Petersburg. Ser. 7. 30.
- 1894. Revision etc. Abt. IV. Ibid. Ser. 7. 42.
- 1907. Revision etc. Abt. VI. Ibid. Ser. 8. 20.
- Shirley, J. 1935. Some British trilobites of the family Calymenidæ. Quart. Journ. Geol. Soc. London. 92.
- Størmer, L. 1930. Scandinavian Trinucleidae. Vid.-Akad. Skr. I. M.-N. Kl. 1930, No. 4. Oslo.
- 1934. Cambro-Silurian zones of the Oslo Region, with a brief correlation between British and Norwegian sections. Proceed. Geol. Assoc. 45. London.
- 1940. Early descriptions of Norwegian trilobites. Norsk Geol. Tidsskr. 20.
- 1943 a. Supplement to "Early descriptions of Norwegian trilobites." Ibid. 22.
- 1943 b. Kaledonisk dekketektonikk på Hadeland? Ibid. 22.
- Strand, T. The Upper Ordovician cephalopods of the Oslo Area. Norsk Geol. Tidsskr. 14.
- Thorslund, P. 1935. Über den Brachiopodenschiefer und den jüngeren Riffkalk in Dalarne. Nova Acta Reg. Soc. Sci. Upsala. Ser. 4, 9.
- Siljansområdets bränkalkstenar och kalkindustri. Sveriges Geol. Unders. Ser. C. N:o 398.
- 1940. On the Chasmops Series of Jemtland and Södermanland (Tvären). Ibid. Ser. C. N:o 436.
- 1943. Gränsen Ordovicium-Silur inom Storsjöområdet i Jemtland. Ibid. Ser. C. N:o 455.
- Törnquist, S. L. 1884. Undersökningar öfver Siljansområdets trilobitfauna. Ibid. Ser. C. N:o 66.
- Twenhofel, W. H. 1928. Geology of the Anticosti Island. Geol. Surv. Canada. Mem. 154, No. 135. Geol. Ser.
- Wahlenberg, G. 1818. Petrificata telluris Suecana. Upsaliæ.
- 1921. Petrificata telluris Suecana examinata a Georgio Wahlenberg. Nova Acta Reg. Soc. Sci. Upsala. 8.
- Warburg, E. 1925. The trilobites of the Leptæna Limestone in Dalarne. Bull. Geol. Inst. Upsala. 17.
- 1939. The Swedish Ordovician and Lower Silurian Lichidae. Kungl. Svenska Vet.-Akad. Handl. Ser. 3. 17.
- Wigand, G. 1888. Ueber die Trilobiten der silurischen Geschiebe in Mecklenburg. Zeitschr. deutsch. Geol. Gesell. 40.
- Wiman, C. 1901. Ueber die Borkholmer Schicht im Mittelbaltischen Silurgebiet. Bull. Geol. Inst. Upsala. 5.
- 1907. Studien über das Nordbaltische Silurgebiet, II. Ibid. 8.

PLATES

Reproduced photographs not retouched.
Specimens whitened.

Plate I.

Fig. 1. *Tretaspis seticornis* (Hisinger) forma typica. 3 ×. Cephalon, antelateral view. Wax cast. Tretaspis Shale (4 ca), SE of Grina by Lunner, Hadeland. No. 64 649, Pal. Mus., Oslo. Henningsmoen and Major coll.

Fig. 2. *Tretaspis seticornis anderssoni* n. var. 3 ×. Cephalon, antelateral view. Holotype. Tretaspis Shale (4 ca)(?), Frognøy, Ringerike. No. 65 196, Pal. Mus., Oslo. Stoltz Coll.

Fig. 3. *Tretaspis seticornis hadelandica* n. var. 3 ×. Cephalon, antelateral view. Upper part of Tretaspis Shale (4 ca), railroad section near Bekkeli, S of Lunner, Hadeland. No. 65 183, Pal. Mus., Oslo. Størmer coll.

Fig. 4. *Tretaspis seticornis hadelandica* n. var. 3 ×. Cephalon, antelateral view. Holotype. Gagnum Limestone(?), S of Gagnum, Gran, Hadeland. No. 65 187, Pal. Mus., Oslo. Størmer Coll.

Fig. 5. *Tretaspis ceriodes angelini* Størmer. 3 ×. Cephalon, antelateral view. Holotype. Upper Chasmops Limestone (4 bδ), Terneholmen, Asker by Oslo. No. H 526, Pal. Mus., Oslo. Kiær coll.

Fig. 6. *Tretaspis ceriodes* (Angelin). 3 ×. Cephalon, antelateral view. Neotype. Upper Chasmops Limestone (4 bδ), Norderhov, Ringerike. No. H 381. Pal. Mus., Oslo. Størmer coll.

Fig. 7. *Tretaspis ceriodes* (Angelin). 3 ×. Cephalon, antelateral view. Gagnum Shale (6 m below the Gagnum Limestone), E of Gagnum, Gran, Hadeland, No. 65 189, Pal. Mus., Oslo. Dons coll.

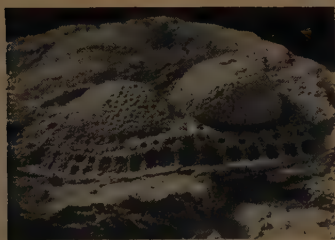
Fig. 8. *Tretaspis ceriodes donsi* n. var. 3 ×. Cephalon, antelateral view. Holotype. Gagnum Shale. (16 m below the Gagnum Limestone), N slope of Gannie Hill, Gran, Hadeland. No. 64 747 Pal. Mus., Oslo. Dons coll.

Fig. 9. *Tretaspis latilimba* Linnarsson. 3 ×. Cephalon, antelateral view. Tretaspis Limestone (4 cβ), Lindøy, Oslo. No. 11 751 Pal. Mus., Oslo. Brøgger coll.

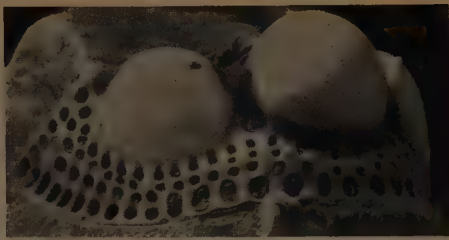
Fig. 10. *Tretaspis latilimba brøggeri* n. var. 3 ×. Cephalon, antelateral view. Holotype. Gastropod Limestone (5 a), Skjærholmen, Bundefjord by Oslo. No. 11 957 Pal. Mus., Oslo.

Fig. 11. *Tretaspis kiæri* Størmer. 3 ×. Cephalon, anterior view. Gagnum Shale, E of Gagnum, Gran, Hadeland, No. 65 046 Pal. Mus. Oslo. Dons Coll.

Fig. 12. *Tretaspis kiæri* Størmer. 3 ×. Cephalon antelateral view. Top layer of Upper Chasmops Limestone (4 bδ). Frognøy, Ringerike. No. H 353 Pal. Mus. Oslo. Kiær coll.



1



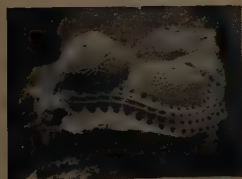
2



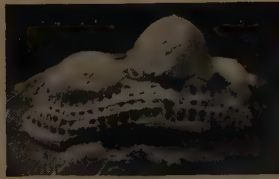
3



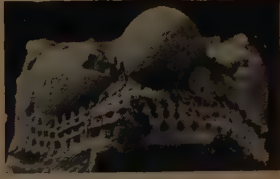
4



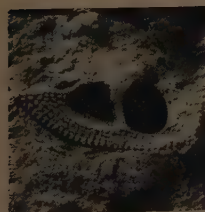
5



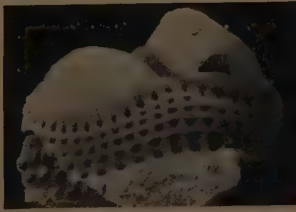
6



7



8



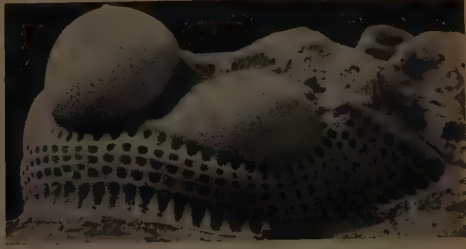
9



10



11



12

Plate II

Fig. 1—5. *Chasmops maximus* Schmidt. 1.5 $\times$. Tretaspis Shale (?), railroad section by Flatla N of Lunner, Hadeland. Holtedahl coll. Fig. 1 = cephalon, No. 35 036; fig. 2—5 = pygidia; Nos. 35 117, 34 988, 35 140 Pal. Mus., Oslo. Fig. 2,3 = wax casts.

Fig. 6—8. *Reacalymene* (?) *holtedahli* n. sp. Fig. 7 = 1 $\times$, fig. 6, 8 = 1.5 $\times$. Upper part of Tretaspis Shale (4 ca), railroad section near Bekkeli S of Lunner, Hadeland. Størmer coll. Fig. 6—7 = cranidia No. 65 195, 65 192; fig. 7 = holotype, No. 65 192; fig. 8 = pygidium, No. 35 068 Pal. Mus., Oslo.

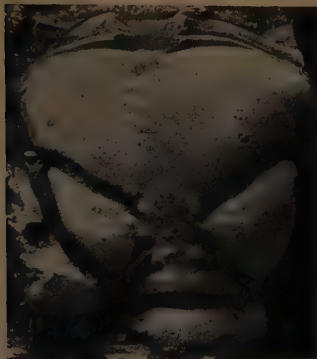
Fig. 9. *Calliops* (?) sp. 1.5 $\times$. Pygidium. Upper part of Tretaspis shale (4 ca), road section where the road to Sand passes below the railroad S of Lunner, Hadeland. No. 35 092 Pal. Mus., Oslo. Holtedahl coll.

Fig. 10. *Lonchodomas* aff. *rostratus* (Sars). 1.5 $\times$. Cranidium. Tretaspis Shale (?), railroad section by Flatla, N of Lunner, Hadeland. No. 35 139 Pal. Mus., Oslo. Holtedahl coll.

Fig. 11. *Isotelus* sp. 1 $\times$. Free cheek. Upper part of Tretaspis Shale (4 ca), railroad section near Bekkeli, S of Lunner, Hadeland. No. 65 197 Pal. Mus., Oslo. Størmer coll.

Fig. 12, 13. *Illænus glaber* Kjerulf. 1.5 $\times$. Cranidium. Tretaspis Shale (?), railroad section by Flatla, N of Lunner, Hadeland. No. 35 151 Pal. Mus., Oslo. Holtedahl coll.

Fig. 14. *Encrinurus laurentinus* Twenhofel. 3 $\times$. Pygidium. Upper part of Tretaspis Shale (4 ca), road section where the road to Sand passes below the railroad S of Lunner, Hadeland. No. 35 059. Holtedahl coll.



1



6



9



7



11



2



8



10



12



13



3



4



5



14

Plate III

Fig. 1—10. *Chasmops eichwaldi* Schmidt. From the upper part of the Tretaspis Shale (4 ca).

Fig. 1—5 = cephalon, 1.5 $\times$. Railroad section near Bekkeli, S of Lunner, Hadeland. No. 65 188 Pal. Mus., Oslo. Størmer coll. 1, 2, 4 = dorsal, lateral, and anterior view; 3 = ornamentation of genal spine, 10 $\times$; 5 = lateral view of left eye, 5 $\times$.

Fig. 6—8 = pygidia, 1.5 $\times$; 8 = lateral view. Road section where the road to Sand passes below the railroad S of Lunner. Nos. 35 060, 65 180 Pal. Mus., Oslo. Høltedahl coll.

Fig. 9 = cephalon, 1.5 $\times$. Railroad section Roa—Grindvold. No. 35 108 Pal. Mus., Oslo. Høltedahl coll.

Fig. 10 = cephalon, 1.5 $\times$. Railroad section near Bekkeli, S of Lunner. No. 65 203 Pal. Mus., Oslo. Størmer coll.



2



1



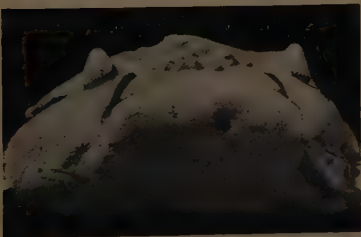
3



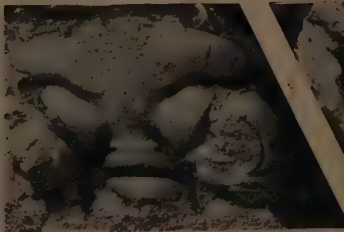
6



7



4



9



8



5



10

Plate IV

Fig. 1, 5. *Cybele (Cybeloides)* sp. 3 ×. 1 = pygidium, 5 = cephalon. Gagnum Shale (6 m below the Gagnum Limestone), E of Gagnum, Gran, Hadeland. Nos. 65 137, 65 145 Pal. Mus., Oslo. Dons coll.

Fig. 2—3. *Calyptaulax norvegicus* n. sp. 3 ×. 2 = cranidium, holotype. Gagnum Shale, SW shore of Rokotjern, Gran, Hadeland. No. 65 118 Pal. Mus., Oslo. Dons coll. 3 = pygidium. Gagnum Shale (6 m below Gagnum Limestone), E of Gagnum, Gran, Hadeland. No. 65 128 Pal. Mus., Oslo. Dons coll.

Fig. 4. *Remopleurides latus granensis* n. var. 3 ×. Cranidium, holotype. Gagnum Shale, NE shore of Rokotjern, Gran, Hadeland. No. 65 082 a Pal. Mus., Oslo. Dons coll.

Fig. 6. *Encrinurus* sp. 3 ×. Fragment of cranidium. Gagnum Shale, NE shore of Rokotjern, Gran, Hadeland. No. 65 181 Pal. Mus., Oslo. Dons coll.

Fig. 7—9. *Illænus parvulus* Holm. 3 ×. 7, 8 = Cranidium; 8 = lateral view. Gagnum Shale (6 m below Gagnum Limestone), E of Gagnum, Gran, Hadeland. No. 65 142 Pal. Mus., Oslo. Dons coll. 9 = thorax and pygidium. Gagnum Shale, NE shore of Rokotjern, Gran, Hadeland. No. 65 182 Pal. Mus., Oslo. Dons coll.

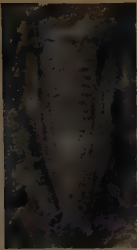
Fig. 10. *Calyptaulax* sp. 3 ×: Pygidium. Gagnum Shale, NE shore of Rokotjern, Gran, Hadeland. No. 65 087 Pal. Mus., Oslo. Dons coll.

Fig. 11, 12. *Stygina latifrons* Portlock. 3 ×. Cephalon and pygidium. Gagnum Shale (11 = 6 m below the Gagnum Limestone), E of a Gagnum, Gran, Hadeland. Nos. 65 123, 65 190 Pal. Mus., Oslo. Dons coll.

Fig. 13, 14. *Chasmops* sp. 3 ×. 13 = cephalon. Gagnum Shale, NE shore of Rokotjern, Gran, Hadeland. 14 = pygidium. Gagnum Shale, SW shore of Rokotjern, Gran, Hadeland. Nos. 65 082 b, 65 194 Pal. Mus., Oslo. Dons coll.

Fig. 15. *Platylichas laxatus* (McCoy). 3 ×. Pygidium. Gagnum Shale, NE shore of Rokotjern, Gran, Hadeland. No. 65 095 Pal. Mus., Oslo. Dons coll.

Fig. 16. *Tretaspis ceriodes* (Angelin). 3 ×. Complete specimen. Gagnum Shale (6.5 m below the Gagnum Limestone), E of Gagnum, Gran, Hadeland. No. 65 193 Pal. Mus., Oslo. Dons coll.



1



2



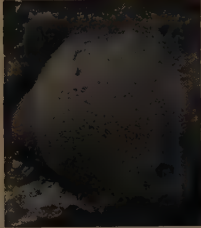
4



5



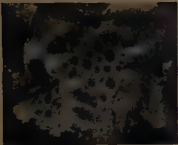
3



7



8



6



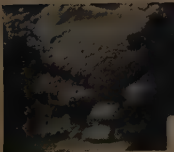
10



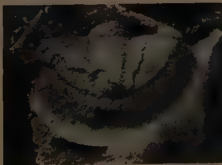
11



9



13



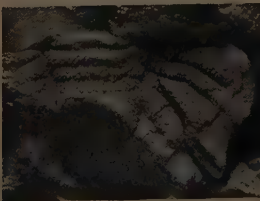
12



16



14



15

Ms. mott. 24. jan. 1945.

UNDERSØKELSER OVER ERUPTIVENE I OMRÅDET NORD FOR OSLO

AV

EGIL SÆTHER

Med 1 figur.

Over Oslofeltet foreligger som kjent en omfangsrik litteratur og detaljerte karter. Det har imidlertid vist seg nødvendig å gå til en omfattende revisjon av kartene.

I området nord for Oslo (Kroksgogen og Nordmarka) finnes både dagbergarter og dypbergarter. Lavaene, som omfatter rombeporfyryr og trachybasalter (tidligere kalt essexitlavaer), har størst utbredelse i den vestlige del av Kroksgogen. Man har her den velkjente lavaserie:

underst en basaltbenk:	E 1
over denne rombeporfyryrbenker:	RP 1—9
så basalt igjen:	E 2
deretter nye rombeporfyryr:	RP 10—12
og øverst atter basalt:	E 3

Rombeporfyrene ligger som regelmessige benker med regional utstrekning, mens de øvre basalt-avdelinger består av et virvar av små lavastrømmer av forskjellige typer (melafyr, labradorporfyrit og ikke-porfyrisk basalt).

I Nittedal gjenfinnes en stor del av den samme lavaserien, nemlig:

E 1,
RP 1—9 med unntak av RP 3

og øverst E 2.

Den øverste basalt-avdeling viser den samme kompliserte bygning som E 3 i Kroksgog-feltet.

Dypbergartene som svarer til rombeporfyrene, er kjelsåsiter og larvikiter. De finnes i store felter i Sørkedalen, ved Katnosa og ved Jæringen. De er grovkornete dypbergarter, hvis hovedbestanddel er feldspat: kalifeldspat og plagioklas (oligoklas eller andesin) ved siden av hverandre. Av mørke mineraler finnes augit og biotit, ofte

rombisk pyroksen og/eller olivin. Undertiden finnes kvarts, undertiden spor av nefelin.

Kontakten mellom rombeportyr og kjelsåsit er bevart et enkelt sted, nemlig ved Øyvatt mellom Sørkedalen og Fyllinga. Kjelsåsiten har her intrusjonskontakt mot rombeportyr.

Lavaserien med de tilsvarende dypbergarter utgjør tilsammen en eldre erupsjons-serie. De følgende eruptiver er alle sammen av yngre alder, og kan sammenfattes i en yngre erupsjons-serie.

Det eldste ledd i denne yngre erupsjons-serie er en gruppe finkornete bergarter, som er utbredt i store felter i Bærum—Sørkedals-calderaen, Lommedalen, Opkuv-området, Øiangen—Storflåten og ved Stryken, og dessuten i en rekke mindre felter som ligger som flak i de yngre dypbergarter.

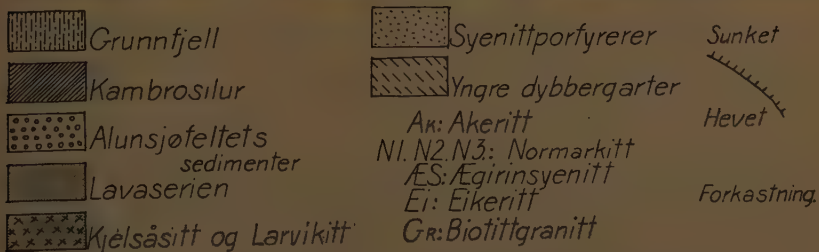
Gruppen omfatter flere bergart-typer. Den mest karakteristiske type er en felsitportyr med tett, mørkfarvet grunnmasse og små innsprengninger av rød alkalifeldspat. Etter en lokalitet i Østre Bærum kalles den Lathus-portyr.

Ved at grunnmassen blir grovere og helt krystallin, går bergarten over til en syenitportyr som kalles Byvanns-typen (etter Byvann i Lommedalen).

Sammensetningen av disse portyrene varierer fra syenitisk til granitisk. Et viktig trekk er at K_2O dominerer over Na_2O , noe som ikke er vanlig i Oslofeltets bergarter. I Bærum-calderaen finnes også store mengder portyr med mer basisk (akeritisk) sammensetning.

I sin geologiske opptreden er de nevnte portyrer instrusiver. De har skarpe intrusjonskontakter, til dels steile, mot lavaserien og mot de kjelsåsitiske dypbergarter. De har mange steder en tydelig flytestruktur, og er ofte fulle av bruddstykker, så at det dannes breksje. Bruddstykkene består dels av rombeportyr og kjelsåsit, dels også av felsitportyr og syenitportyr av lignende type som mellom-massen.

Både bergartenes finkornethet, flytestrukturen og breksjedannelsen forklares ved at de er dannet av et usedvanlig viskøst og gassfattig magma, som er blitt presset fram med stor kraft under oppbryting av den eldre fjellmasse. Herunder er også allerede størknete deler av det samme magma blitt brukket opp og inngår som bruddstykker i breksjen.



Forenklet oversiktskart over eruptivområdet nord for Oslo.

Hvorvidt deler av det syenitiske magmaet har nådd jordens overflate som lava, kan ikke sikkert avgjøres. Konglomeratene i Alnsjøfeltet, som fører boller av felsitporfyr sammen med klastiske kvartskorn kan muligens tyde på at dette har vært tilfellet. Sure lavadekker med regional utstrekning har ikke forekommet.

Felsitporfyrenes skarpe intrusjonskontakt mot den kjelsåitiske dypbergart (øst for Heggelivannet) og forekomsten av kjelsåit-bruddstykker i breksjen viser at kjelsåiten må ha vært helt størknet og avkjølet før det syenitiske magmaet trengte fram. Da størkingen av en så grovkornet dypbergart må ha tatt lang tid, må det ha vært et lengre mellomrom mellom den eldre erupsjonsserie og felsitporfyren.

De store masser av felsitporfyr og syenitporfyr som er utbredt over store deler av Oslofeltet, representerer utvilsomt et viktig stadium i dettes utvikling, og må tas hensyn til i ethvert forsøk på en teoretisk forklaring av denne.

De følgende dypbergarter har alle intrusjonskontakter mot de omtalte felsitporfyrer og syenitporfyrer, og er altså yngre enn disse. Man kan adskille en rekke bergart-typer:

Mest basisk er akeriten. Den har omtrent samme kjemi som kjelsåit og larvikit, men er mer finkornet, og har en annen struktur. Mineralsammensetningen er: Kalifeldspat, plagioklas (oligoklas til andesin), monoklin og rombisk pyroksen, grønn hornblende, biotit. Ofte litt kvarts.

En surere, utpreget syenitisk bergart-type, er nordmarkiten. Dens hovedbestanddeler er kalifeldspat og sur oligoklas. De mørke mineraler (lys grønn hornblende og biotit) er underordnet i mengde. Kvarts er som regel til stede.

Enda surere er biotitgraniten, som i mineralsammensetning adskiller seg fra nordmarkiten bare ved kvartsinnholdet. Den granit som finnes i Nordmarka (Tryvannshøgda), er finkornet og granofyrisk.

Endelig har vi de ægirinførende bergarter. Ægirinsyeniten finnes særlig i den østlige del av Nordmarka, hvor den har langt større utbredelse enn det framgår av de eldre kartene. Den består vesentlig av alkalifeldspat (kalifeldspat og albit). De mørke mineraler er ægirin og alkalihornblende. Kvarts finnes som regel. Ægiringraniten (eikerit) adskiller seg fra ægirinsyeniten ved kvartsinnholdet.

Erupsjonen av de yngre dypbergarter synes å være foregått gjennom et lengre tidsrom. Eldst er akeriten og en grovkornet nordmarkit med granitliknende kornet struktur, dernest kommer en halvporfyrisk nordmarkit, så ægirinsyeniten sammen med en nordmarkit med tavleformet feldspat og miarolitisk struktur, og til slutt de granitiske bergartene. Grensene mellom de forskjellige bergart-typer er mange steder skarpe, andre steder helt flytende. Forkastninger er foregått til forskjellige tidspunkter under erupsjonen.

Ser man på sammensetningen av de forskjellige bergarter i den yngre erupsjons-serie, viser det seg at de ikke kan ordnes i noen differensiasjons-serie. Denne måtte i så fall ha flere grener, hvilket er lite rimelig. Spørsmålet blir derfor om det er foregått assimilasjons- og oppsmeltingsprosesser. Det finnes sterke indisier på at dette virkelig er tilfellet.

Et direkte tegn på oppsmelting i mindre målestokk finnes nord for Hakkloa, hvor en larvikit-masse grenser mot felsitporfyr (Lathusporfyr). Ved en del av grensen har den sistnevnte bergart intrusjonskontakt med oppbryting av larvikiten, slik som det vanlig er tilfellet ved kontakter mellom felsitporfyren og bergarter tilhørende den eldre erupsjons-serie. Ved en annen del av den samme grense er det imidlertid utviklet en rombeporfyrliknende grensefacies, som har intrusjonskontakt mot felsitporfyren, og er skilt fra larvikiten av en protoklastisk oppknusings-sone uten skarpe grenser. Forholdet må tydes som en lokal oppsmelting av larvikiten under medvirkning av mekaniske krefter.

Akeritene må i stor utstrekning betraktes som hybride bergarter. Akeriten i Vettakollen og Holmenkollåsen er full av inneslutninger som for størstedelen er helt utvasket og har karakteren av »spøkliga rester«.

Den store akerit-stripe nord for Sørkedalen (Kampeseter-feltet) har intrusjonskontakt mot det sønnenforliggende felt av felsitporfyrer og syenitporfyrer, mens den har utvasket grense mot det nordenforliggende kjelsåsit-massiv. Da akeriten altså må være yngre enn felsitporfyren, mens kjelsåsit, som tidligere nevnt, er avgjort eldre enn denne, kan den utvaskete grense mellom de to bergarter ikke skyldes felles alder, men må komme av at det akeritiske magmaet har påvirket kjelsåsit. Muligens består akeriten for en vesentlig del av oppsmeltet kjelsåsit- og larvikit-materiale.

Nordøst for Katnosa er det en stripe av finkornet syenit som må oppfattes som oppsmeltet eller i hvert fall helt omkrystallisert syenitporfyr av Byvanns-typen. Stripen henger sammen med et større felt av denne syenitporfyr.

Hvilken rolle assimilasjons- og oppsmeltingsprosesser har spilt for Oslofeltets utvikling i det hele, er ennå ikke på langt nær klarlagt. Å få dette spørsmål løst, vil være av fundamental betydning, da det gir inn på de mest centrale problemer i petrografen og geologien.

Oslo, januar 1945.

Ms. mott. 1. desember 1944.

DRAG AV BERGENSFELTETS KVARTÆRGEOLOGI. I

AV

ISAK UNDÅS

Med 8 fig.

Innledning.

Dette arbeid vil vesentlig dreie seg om strøket umiddelbart nord for Bergen (fig. 1), der jeg har noen få observasjoner av merkene etter seinglasiale og postglasiale nivåer. Feltet har vært besøkt av en rekke geologer, som har målt høgdene av terrasser, strandlinjer og strandflate (se litteraturlisten). Det har vært divergerende meninger om karakteren av strøkets mest iøynefallende strandlinje, om gangen av de seinglasiale og postglasiale nivåer, om høgda av strandflata og om årsaken til feltets nåværende ytformer.

Observasjoner. Jeg henviser til nedenstående tabell når det gjelder målte høgder av terrasser, strandvoller, strandlinjer o. l. og nevner ellers bare avrundete tall og noen få viktigere steder i den orden de forekommer i tabell og profil. Ytterst i Øygarden¹ er det lite av moréne og botn-moréne, som sjøen lett kan sette merker i; derfor har ingen før angitt noen sikker marin grense der. En har ikke vært sikker på om isen gikk ut over Øygarden i siste istid [7]; men etter det som er funnet på Blomøy både av avleiringer, moréner og skuringsstriper (fig. 2), er det gitt at isen da gikk ut over Øygarden. Vestligst på Blomøy fins det nemlig en utvasket morénerekke, som har retning noenlunde loddrett på de skuringsstriper som ennå kan sees på østskråningen av Blommeknuten.

Den lågeste marine grense finner en på Sæløy nordligst i Øygarden, der brenningsgrensa rekker bare 26 m o. h. på sørvendte steder øst for Sæle. Det er der, som ellers i Øygarden, sparsomt med tydelige merker etter lågere nivåer. Årsaken til dette ligger visstnok også dels i klimaet ved Bergen. Det er kjent at det er nokså fuktig og at temperaturen svinger omkring null grader i vintertida. Det er

¹ Det er øyrekken vest for Hjeltefjorden.



Fig. 1. Kart.

derfor mulig at jordflytning har vært virksom til å utplanere strandvoller av rullet og lett glidende materiale. På Radøy har jeg ved veganlegg sett mindre grustipper av morénemateriale flyte utover som ingen andre steder i landet. Vest for Leknes i Ostertjorden er en ganske stor terrasse fjernet. Det henger bare litt grus og stein igjen på berget i dalsidene der terrassen har vært.

Dette sammen med den uregelmessige overflate gjør at det er vanskelig å finne en tydelig tapesvoll, noe en skulle tru var lett der tapesnivået er så lågt som i Øygarden. Noen steder, der det er tilstrekkelig morénedekke, kan en finne en noenlunde markert erosjonsskrent etter tapesnivået. Det er f. eks. tilfellet i en vik på vestsida av Buneset på Blomøy (3), på sørenden av Toska (11) og ved Willanger på Radøy (9). Den høyeste pimpsteindrifft er også en bra indikator på tapesnivået. Jeg har funnet den mange steder på Blomøy, på et par steder på Sæløy og et sted på Radøy. Enkelte biter har jeg også funnet flere steder enn de som er avmerket i profilet; men en kan ikke feste seg noe videre ved en enkelt bit, selv om den ligger i riktig høyde, da den kan være flyttet på mange måter, etter at den drev på land. Det er bare de steder som har pimpstein i massevis jeg tar med i profilet. Om pimpsteinen er ellers å merke at den fins i 3 forskjellige høyder ved eller under tapesnivået. Bare på to steder på hele kysten (Bud og Hitra)

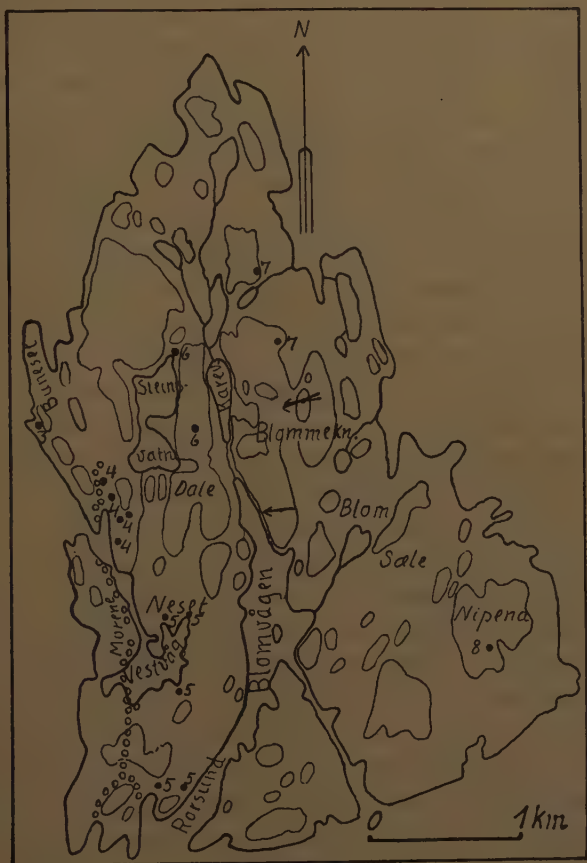


Fig. 2. Blomøy med 30 m koter, skuringsretning, moréne og steder for måling av marin grense og andre strandmerker.

har jeg funnet pimpstein som er drevet på land før tapestid. Det er derfor en så stor sjeldenhet at den ikke leder en på gal veg. Vanskeligere er å se om pimpstein i massevis hører til tapestid når en ikke finner alle tre drifter på samme sted. Jeg fant først den lågeste drift på Blomøy, og trodde til å begynne med at tapesnivået der var lågere enn det virkelig er [14 s. 105]. Siden fant jeg alle tre drifter på ett sted og den høyeste av de tre på mange steder på Blomøy.

Den marine grense, eller rettere brenningsgrensa, er lettest å finne; fordi det er lett å se hvor langt sjøen har skylt ekte flyttblokker og bregrus bort fra bergskråninger. Men her må en skille skarpt mellom ekte flyttblokker og blokker som er frosset løs og stilt opp i under-

lige stillinger av havis eller fjordis. Etter min erfaring fins det ikke noe videre av de siste ute på øyene; men inne i Osterfjorden er dette utpreget. Av det kan en slutte at det ikke foregikk isskruinger i nevneverdig grad ute på kysten i seinglasial tid, men at Osterfjorden må ha vært sterkt isdekt om vinteren. Ellers fins det også strandvoller ved den marine grense på et par steder på Blomøy, og den marine grense er sikkert utledet ved gravninger i moréne på et lunt beliggende sted nord for Steinsvatn. Ute i Øygarden har jeg ikke funnet sikre merker etter de varigste seinglasiale nivåer ((f—g)-nivåene) over tapesnivået. Jeg mener det tyder på at disse nivåer der ligger under tapesnivået. På Herdla synes det å være en noe for svær tapeskrent til at den kan skyldes bare tapesnivået [5 s. 44 og 45]. Det synes som om (f—g)-nivåene der faller sammen med tapesnivået eller iallfall nær det. Terrassene inne i fjordene har jeg ikke sett noe særlig på; men et sted ute i Osterfjorden har jeg sett rester av en terrasse som må være dannet i et langvarig seinglasialt nivå.

Isobaser og profil. Til å utlede isobaser har en derfor bare marin grense og tapesnivået å holde seg til. Det viser seg at isobaser tatt etter marin grense gir nær de samme retninger som etter tapesnivået. Som middel av 7 utrekninger får jeg retningen $N 2^{\circ} V$. Største variasjon er fra $N 5^{\circ} V$ til $N 8^{\circ} \emptyset$, og tapesgrensa gir størst variasjon; fordi den har minst stigning og er vanskelig å måle nøyaktig nok. Jeg har tegnet et profil etter den nevnte middelretning, og har ført inn i det både egne og det meste av andres observasjoner for det felt som fig. 1 omfatter. For trekningen av linjer, som skal markere nivåer, har jeg nå øverst mine egne observasjoner av brenningsgrensa å holde meg til. Det er klart at de steder som ligger utenfor Herdlatrinnet, ble isfrie noenlunde samtidig, og en kan trekke en linje med samme eller litt større stigning enn disse grenser (linje I). Gjennom de brenningsgrenser som ligger umiddelbart bak Herdlatrinnet, kan en også trekke en linje (linje II), gjennom brenningsgrensene inne i Osterfjorden en linje III, en linje IV gjennom noen terrasser og strandlinjer. For trekningen av linjene V og VI har jeg rettet meg dels etter egne og dels etter andres observasjoner, idet jeg mener at linjene motsvarer noenlunde gangen av de mest markerte seinglasiale nivåer ((f—g)-nivåene) [13]. Kaldhols observasjoner av »ratidas marine grense« kommer for det meste noe under linje VI; men gangen i hans målinger stemmer bra med min mening om gangen av nivået. Tapeslinjen (b) har jeg trukket dels etter egne observasjoner ute på øyene og dels etter Kaldhols inne i fjordene.

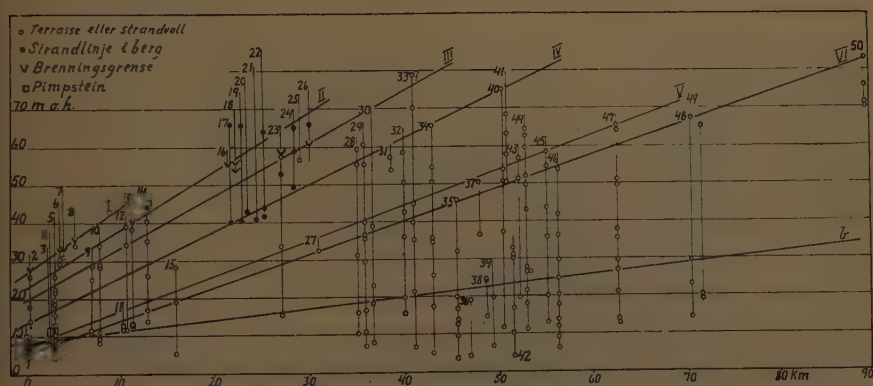


Fig. 3. Strandlinjeprofil.

Av profilet (fig. 3) kan vi se at »strandlinjene« i 65 m høgd i Osterfjorden og nord for Bergen kommer over den marine grense, og følgelig kan de ikke tilhøre noe seinglasiaitt strandnivå, slik C. F. Kolderup [5 s. 7], Keilhau [3] og Kjerulf [4] har trodd. Det er Sexe [12] som har rett. Han mente at linjen i Osterfjorden var skurt av isen, etter at den var formet. Riktigheten av min slutning avhenger av om mine bestemmelser av brenningsgrensa er riktige. Jeg har nevnt at min oppfatning hviler på helt sikre bestemmelser på Blomøy; men min oppfatning er ikke noe bevis for riktigheten av b. g. ellers. I profilet ser en imidlertid at det inne i Osterfjorden og tilstøtende fjorder ikke er funnet terrasser i større høgd enn det som svarer til gangen av b. g. etter mine observasjoner, kanskje med unntak av den høyeste terrasse ved Ekefet—Ekemo (nr. 33). C. F. Kolderup, som har målt høgda til denne høge terrasse, mener sjøl at den er bygget opp over den marine grense [5 s. 24]. En kan derfor si at min mening om den marine grense stemmer med andre forskeres for ytre Osterfjords vedkommende, og mitt syn og min slutning er da sannsynligvis riktig. En kan også merke seg at i den ytre del av feltet har ikke andre forskere funnet så høge merker etter havet som jeg, når en unntar de høge og falske strandlinjer i berg. »Strandlinjen« i ytre Osterfjord er skurt av is etter at den er formet. Den er framtrædende i enkelte bergnes (fig. 4), men ikke tydelig mellom nesene eller ryggene. Enten må linjen være en rest av en svær interglacial strandlinje, eller også må den henge sammen med en strandflate-dannelse. Jeg er tilbøyelig til å anta det siste. Kaldhol finner strandflate i 33,5 m høgd i Øygarden [2 s. 60] og i 45—50 m høgd på Manger [2 s. 62 og 63]. Reusch har 50—60 m for Øygarden

[10 s. 104]. Nansen har 17 m for Øygarden, 16—25 m for Lindås og 17 m for Radøy [9 s. 71]. Ahlmann har 10—14 og 20—25 m for Øygarden, 12—16 og 33—40 m for Radøy [1 s. 101—102]. Sjøl har jeg sett at konturen av Øygarden er svært flat og plan sett fra vel 30 m høgd på Sæløy, og jeg synes overflata av Radøy (og Holsenøy) taler for at havet har vært medvirkende til å utforme den opp til 50—60 m høgd. Ved Salhus, for enden av Herdlefjorden fins det et svært hakk i fjellsida og bergnesene i vel 60 m høgd [9 s. 52, fig. 8 til høgre]. Mellom Salhus og Mjølkeråen er denne svære bergterrasse særs tydelig. Flatøy rekker opp til 65—67 m o. h. »Strandlinjen« der er lågere og for stor til å være noen seinglasial strandlinje; dessuten er den skurt [5 fig. 2]. Alt dette synes å tale for at linjen i Osterfjorden henger sammen med den høyeste innerkant av strandflata, eller iallfall skriver seg fra en tid da havet har satt kraftigere merker i det faste fjell enn de seinglasiale strandlinjer så langt sør i landet. Linjen i Osterfjorden er ikke formet ved overflata av en horisontal fjordbre, fordi skuringsstripene ved den går på skrå nedover. Også i Bergensfeltet synes det å være merker etter strandflatenivåene litt innover fjordene, slik jeg har pekt på det for Romsdalsfjords vedkommende [17 s. 87]. Det synes å være en ren begynnerfeil som er årsak til at den »brilljante strandlinje« i Osterfjorden er tatt for seinglasial strandlinje. Når en skal til å måle strandlinjer, har en i begynnelsen så lett for å måle høgda av enhver synlig, horisontal linjestump i terrenget, uten hensyn til om det er en seinglasial strandlinje eller ikke.

De linjer jeg har trukket i profilet skulle markere nivåenes gang noenlunde. Iallfall må det gjelde linje I og kanskje linje II og III. Linje IV er mer problematisk, men den faller nær noen terrasser og strandlinjer. Den ene av disse strandlinjer, den på Flatøy (nr. 22), skyldes ikke bare et seinglasialt nivå etter min mening; men derfor kan et seinglasialt nivå godt falle sammen med den. De øvrige strandlinjehøgder som faller nær linje IV, kan jeg ikke si noe om, men må ta dem som et tegn på at det går et seinglasialt nivå nær linje IV i disse høgder. For å falle noenlunde rimelig i forhold til linjene over og under, må linje IV da gå som den går. Argumentene for gangen av linjene V og VI og tapeslinjen er før nevnt. En må derfor anta at linjene i profilet tilnærmet svarer til gangen av seinglasiale nivåer. Etter dette må nivåene ha en ganske sterk stigning også i Bergensfeltet; linje I stiger 1,75 m pr. km, linje IV 0,88 og tapeslinjen 0,3 m pr. km.

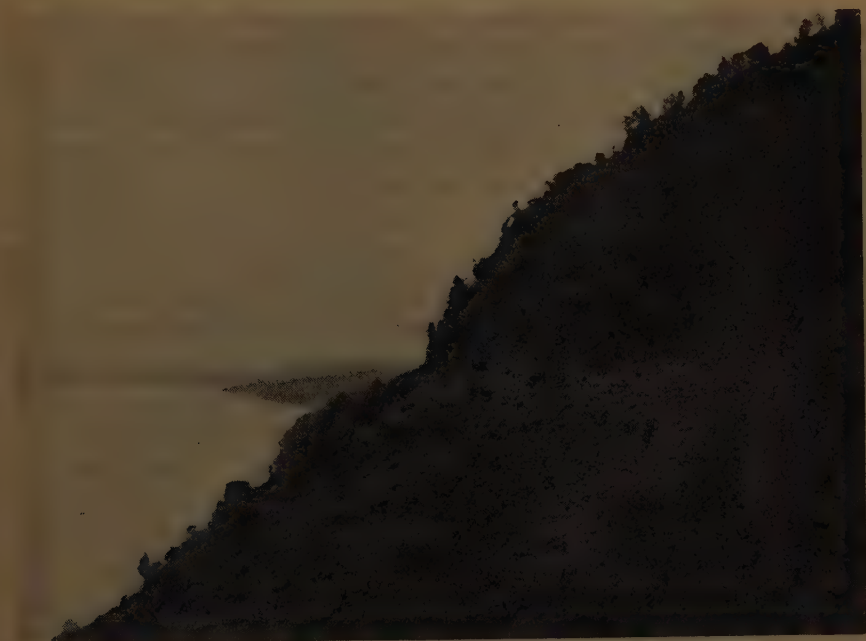


Fig. 4. Strandlinjen i Osterfjorden i et bergnes.

Sammenliknes profilet (fig. 3) med Tanners profiler [13], ser en at linje IV i sin lågeste del svarer noenlunde til Tanners (e—f)-linjer; men dette strir både mot Kaldhols og min oppfatning av merkene etter nivåene. Dessuten måtte Herdla-trinnet da nærmest svare til rastadiet, noe som er lite sannsynlig å dømme etter den virkning isen har hatt i Øygarden [14]. Både etter Kaldhols og min oppfatning må linje VI svare bedre til (e—f)-nivåene enn linje IV. Kaldhol, som har fulgt nivåene hele kysten sørover fra Møre, kommer ingen steder i feltet over linje VI med sin »ratidas marine grense«, og jeg mener dette høver bedre til strandmerkene i Bergensfeltet enn Tanners spektrum. Kommer en lenger sørover, som til sørlige Jæren og Lista høver strandmerkene der slett ikke i Tanners spektrum, da alle seinglasiale nivåer der ligger under et tapesnivå på 8—10 m høgd. Mitt profil viser at Bergensfeltet danner et mellomledd mellom Møre og Jæren—Lista med hensyn til nivåenes gang. Det ser ut til at jordskorpa har steget mer i tidlig seinglasial tid i Bergensfeltet enn i Finnmark og Nord-Finnland, som Tanners spektrum er utledet etter (se [17 s. 62 og 82]). En kan derfor si at profilet høver bra med vår erfaring fra det sørlige Vestland; men jeg vil langtfra påstå at linjene i profilet er riktig truk-

ket, da jeg ikke har hatt høve til å studere terrassene inne i fjordene eller følge merkene etter nivåene i noen særlig utstrekning.

Profilen viser et svært fall i terrassehøgda fra Tøsse (nr. 40) og Vaksdal (nr. 41) til Eide-Eidsland (nr. 45). Dette fall i terrassehøgde fins i et område der det er store moréner: Romarheim-raet, Mostrøm-raet, Stamnesmorénen og morénen ved Eide—Eidsland, som C. F. Kolderup mener svarer til Raet på Østlandet [5 s. 75]. Den høyeste terrasse ved Stamnes og Eide faller på linje V, mens den høyeste ved Romarheim faller ca. 6 m over linjen. Da en må tru at et fall i terrassehøgda svarer til et fall i marin grense i dette strøk, kan en slutte at det sannsynligvis er ra-stadiet som er årsak til dette fall. Ved Raet på Østlandet er det nemlig et stort fall eller sprang i den marine grense [15]. Det er ikke så stort sprang i terrassehøgde noe annet sted i feltet enn det nevnte. På Østlandet synes spranget i marin grense å forekomme fra Tanners h-linje til g-linjen (l. c.). Også i vårt profil forekommer spranget fra høye seinglasiale nivålinjer til linje V, som etter Kaldhols og min oppfatning, må antas å svare omtrent til g-linjen. Linje VI er jo antatt å svare til Tanners (e—f)-linjer. Når vi kommer forbi Helle—Dale (nr. 44) i profilen, følger høyeste terrasse linje V over et stort område. Det er ikke før ved Evanger (nr. 48) at høyeste terrasse kommer ned på linje VI, som også blir nådd av den høyeste terrasse ved Voss (nr. 50). Det er som på Østlandet, først et stort sprang ved de største moréner og så en jamn stigning av de mest markerte seinglasiale nivåer eller seinglasiale marine grense over et stort område. Det kan neppe være annet enn ra-tida som er årsak til dette felles trekk i gangen av marin grense. Det er noe jeg har funnet overalt der det ligger store moréner som kan tenkes å svare til Raet. Det fins i Vestfinnmark, i Trøndelag, i Østfold og i det indre av Bergensfeltet, forutsatt at de høyeste terrasser i det indre av Bergensfeltet svarer noenlunde til den marine grense der, noe som profilen synes å bekrefte for feltets ytre del. Men jeg har, som nevnt, ikke studert terrassene inne i fjordene, og jeg har trukket linjene på et sparsomt grunnlag av egne observasjoner. Jeg kan derfor ikke av profilen dra noen sikker slutning om hvor ra-morénen ligger i Bergensfeltet. Det er for stor variasjon i terrassehøgdene til at en kan kjenne seg sikker på gangen av nivåene. Dette gjelder også tapesnivået, som godt kan gå annerledes enn den trukne linje i den indre del av feltet. Men fallet i terrassehøgde er uavhengig av linjene i profilen, og det er mest utpreget i det område som har store moréner. Det er iallfall et visst samsvar mellom terrassehøgde og moréner i Bergensfeltet også,

Etter profilet å dømme skulle Herdla-moréne svare til en tidlig epoke av seinglasial tid; men en kan ikke parallellisere Herdla-moréne med noen bestemt stagnasjon andre steder. På Radøy er Herdla-trinnet oppdelt i flere mindre moréner. Min oppfatning av gangen av det faller i det vesentlige sammen med N. H. Kolderups [7]. På land finner vi ingen moréner som synes å svare til de store danske stagnasjoner. De ligger antagelig et godt stykke ute i havet utenfor Øygarden. Jordskorpa i Øygarden synes å ha vært i sterk stigning da den ble isfri. Det er ingen særlig markerte stranddannelser ved den marine grense noe sted, og den marine grense stiger sterkt i Øygarden. Dette tyder på at isen har nådd langt ut over Øygarden og at avsmeltingen og lettingen av istrykket var i full gang, da Øygarden ble fri for is. Det synes som om isen i siste istid har gått ut over Øygarden med stor tykkelse eller tyngde, og likevel har isen ikke fjernet en slik interglasial avleiring som den i Blomvåg [14]. Det er også tegn til at isen ikke har skrappt berget helt reint lenger inne på øyene, som vi skal se nedenfor. Det gir oss et lite begrep om størrelsen av de forandringer den siste innlandsis kan ha vært årsak til på kysten.

Ytformene.

Overflateformene av Øygarden ved Bergen minner dels om enkelte bilder jeg har sett fra Sørlandet. Det er strøk- og sprekkedaler eller kløfter, knatter og hauger ofte med bratte sider. Øyer, holmer og skjær er ofte bratte, særlig mot vest. Dette synes å fortsette ned under havflata, så det er nokså ujamnt også i den grunneste del av havet utenfor Øygarden. For en som skal ferdes på denne overflate, er den i høg grad ujamn og vanskelig å gå på. Det er bare når en kommer i passe høgde eller avstand at den ser temmelig jamn og flat ut. Om dette er en strandflate skåret av havet, er den iallfall mye forandret etterpå. Det er fullt av kulper og vatn, som ofte likner formelige grytehol i fast berg. Det er vanskelig å skjønne hva som er årsak til djupe kulper og senkninger i strandflata. I senkningene sildrer det jo ofte bare en liten bekk uten noe større fall og eroderende evne. Der det er drag, linser og klumper av kalkberg, kan en naturligvis tenke seg en kjemisk oppløsning og borttransportering av materiale med vatnet; men det er vanskelig å tenke seg iserosjonen så selektiv at den vesentlig er årsak til senkninger og tømte kløfter. En må også anta at den kjemiske forvitring har vært medvirkende til småformene på strandflata. Det er vanskelig å finne bevis for det der

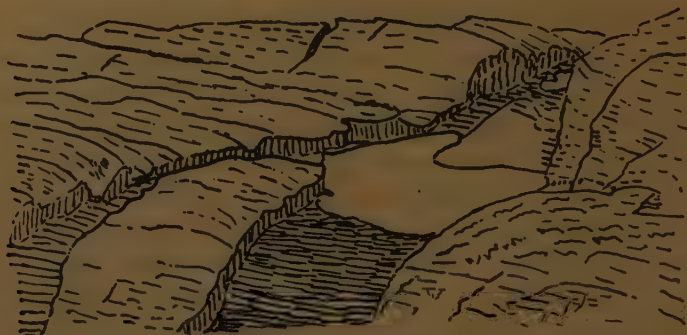


Fig. 5. Senkningen med Karevatn på Blomøy. (Etter Reusch.)

det overalt er harde og motstandsdyktige bergarter; men på Sørlandet fins det jo kjemiske forvittringsprodukter [11]. Betrakter en de bilder Reusch har fra kaolinforekomsten ved Dydland, ser en at den åpenbart er årsak til en senkning med bratte sider. Reusch har også en skisse fra Blomøy [10] (fig. 5 her), og det er atskillig likhet mellom senkningen ved Dydland og den på Blomøy, så stor likhet at en kan tenke seg at kjemisk forvittring også er årsak til senkningen på Blomøy. Der er det ikke funnet kaolin; men i nærheten er det funnet et kaolinliknende forvittringsprodukt i en sprekk (fig. 6). Det er på Dale, 300—400 m fra bergknatten på fig. 5. Under tomtegraving støtte en mann der på en sprekk, som var fylt av en grøt- eller leiraktig masse. Jeg er ikke sikker på at det var noen sprekkdannelse, da den forvitrete bergmasse som fylte grøfta, hadde bevart en struktur som liknet strukturen i bergarten på sidene. Bergarten var en lysegrå stripet granit eller gneis. Øverst var forvittringsmassen dels rustfarget og dels okertfarget; men djupere var den gråkvit og dels helt kvit. Den skildring Reusch gir av kaolinen ved Dydland, høver så godt at en må tru det er kaolin en har for seg på Blomøy også.¹ Grøfta eller sprekken der er bare 30—50 cm brei og ca. 80 cm djup, men forvittringen holdt fram videre nedover. På sidene av grøfta var bergarten hard og frisk, og grensa mellom forvittringsmassen og det harde berg var skarp. Aller øverst hadde isen klemmt noe botnmorene med friske blokker ned i forvittringsmassen, så det er tydelig at forvittringen — iallfall øverst i grøfta — er skjedd før isen siste gang gikk over stedet. Årsaken til at forvittringsmassen er bevart i sprekken er først og fremst

¹ Før korrekturen er prøver undersøkt ved Bergens Museums geol. avd. De fører ikke kaolin eller beidellit, men kvarts, feltspat, glimmer og noe zeolit (thomsonit).



Fig. 6. Forvittringsgrøfta på Dale, Blomøy.

at stedet ligger over den marine grense. Det er klart at hvis sjøen hadde nådd stedet i seinglasial tid, så ville den ha skylt bort både den overliggende moréne og den bløte forvittringsmasse, og vi ville hatt en tømt kløft på stedet, som ligger på en haugskråning mot sørøst. For det annet er kløfta smal og ligger slik til at hverken isen eller rennende vatn kunne fjerne forvittringsproduktet. Etter dette er det ikke vanskelig å forstå at det fins mer eller mindre tømte kløfter, senkninger og sprekkedaler i Øygarden. Når *en* kløft kan oppstå på denne måte, så kan også andre kløftformige senkninger som den vi ser på fig. 5, være formet på samme måte. Kløfta på fig. 5 har en knatt stående igjen i midten, og jeg kan vanskelig tenke meg en slik knatt formet av isen, uten at sjøen har skylt bort noe. Når en antar det, blir det forståelig at både denne og andre kløfter i strandflata fortsetter under havflata, og at en har de underligste groper og senkninger i strandflata. Den kjemiske forvittringsgang er nemlig, som det synes, et ubereknelig fenomen.

Også på Holsnøy er det utpreget forvitring av enkelte bergdrag, f. eks. langs vegen fra Frekkhaug til Dale og Mæland; men jeg har ikke sett kaolinforvitring der. Langs vegen fins det grustak i den forvitrete bergmasse, hvis struktur godt kan sees. Enkelte grustak har 3—4 m høge vegger av forvitret berg. Bergarten der er en mer eller mindre massiv jotun-norit eller mangerit [6]. En mørk type ser ut til å vitre lett, men også lysere typer viser samme forvitring. I skråningen nord for Dale ser en i grustakene: øverst moréne med mer eller mindre forvitrete blokker — kvartsitiske blokker er friske —, derunder frisk og ikke forvitret moréne, og under den forvitret berg med bevart struk-

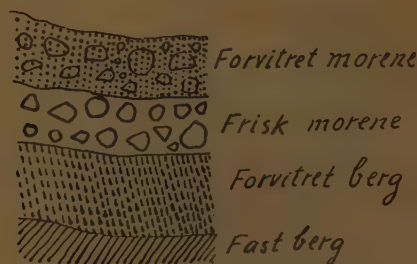


Fig. 7. Fra grustak på Dale, Holsnøy.

tur (fig. 7). Forvitringen av den øvre del av moréne er naturligvis foregått i seinglasial og postglasial tid; men hva skal en tru om forvitringen under det friske morénelag? Det ser her ut til at isen ikke har skrappt berget reint for forvittringsmasse før den la moréne over, og at det er bevart forvittringsmasse fra interglasial tid akkurat som på Blomøy. Svartafjell i vestsida av Dale-senkningen synes å ha en mer motstandsdyktig bergtype; for berget der er reinskrappt, friskt og hardt. På østsida står det også opp harde og friske bergarter i Brekkeåsen og Sakstadnuken; men det er sikkert forvitringen som er årsak til de høgtliggende gardene øst for Dale. Det er ikke noe botnformet hverken ved Dale-senkningen eller i landskapet ved Sakstad, og begge deler er åpne mot sør, så det har ikke vært noen grunn til lokal iserosjon der. En må derfor tru det er forvitringen som er den vesentligste årsak både til Dale-bassenget og den mindre Sakstad-senkning. Det er forvittringsformer bevart både i strandflatehøgd og i større høgd (fig. 8).

På Radøy er det store bergflater i ca. 30 m høgd i den nordlige del av øya; men i den midtre del nær Kalsås er overflata temmelig kuppet i 50—60 m høgd. Det fins også der råttent berg, og formene er vanskelig å forstå uten å anta at sjøen engang har vært medvirkende til å fjerne råtnete partier opp til minst 50 m høgd. På det ytste av fastlandet og på Osterøy har også forvitringen av enkelte bergdrag spilt en stor rolle for landskapets utforming, og det er i stor utstrekning forvittringsjord som dyrkes der, som på Holsnøy.

Det fins altså grunner til å være enig både med Nansen og med Ahlmann når det gjelder utformingen av låglandet eller strandflata nord for Bergen. Nansen så vesentlig trekk som skyldes havets nivellerende innflytelse og Ahlmann for en stor del også land som er ned-erodert på andre måter. Begges syn må forenes om en skal forstå disse landskapsformene. Det er klart at de tærende krefter, is og

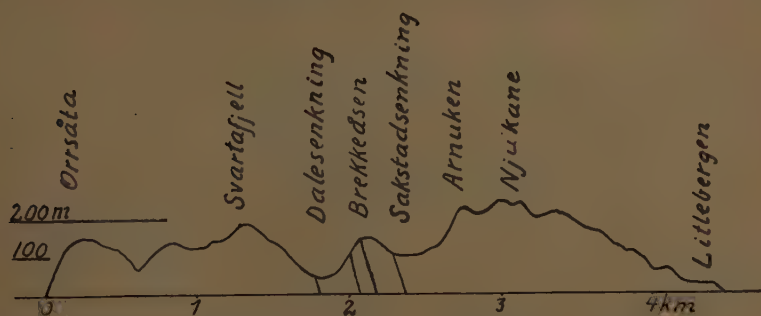


Fig. 8. Profil over Holsnøy fra Orrsåta til Lillebergen.

rennende vatn, lett kunne skape lågland av en så lett forvitrende bergart som mangeriten, og havet kan lett skylle ut råttent berg og jamne ut så langt det når. Men bergdrag og stokker, som ikke er forvitret, blir stående igjen som rygger, kupper og monadnocks. Større slike har vi i Kalsås på Radøy og Elsfjell på Holsnøy.

Etter det en ser av forvitningsmaterialet og forvitningsrester idag, må en anta, at forvitringen for en stor del er årsak til den store utstrekning av låglandet eller strandflata nord for Bergen. Men strandflateformene er ikke forståelige uten å anta at forvitringen og havet har vært medvirkende til dem både under den nåværende havflate og over den siste istids marine grense. I Osterfjorden finner vi en strandlinjerest som ligger over den marine grense og korresponderer den indre overkant av strandflata og merkene etter utskylling av råttent berg. Denne strandlinjerest står også i berg av mangeritttype og viser at mangeriten er svært motstandsdyktig mot erosjon og ytre agenser. Det er ikke mangeritens mekaniske egenskaper, men dens kjemiske forvitringsegenskaper som er årsak til en god del av låglandet nord for Bergen — eller til at strandflata er så stor der. Det er vel sannsynlig, at det meste av de forvitningsformer og forvitningsprodukter vi finner, skriver seg fra kvartærtida; men det er ikke umulig at slikt som den på Blomøy, kan være en rest av tertiær forvitring. Låglandsformene nord for Bergen synes å ha en lang og komplisert historie, og en kan ikke skrive den uten å ta hensyn både til forvitring, erosjon og abrasjon. Abrasjonen synes å ha vært virksom til større høgd i siste interglasial tid enn i seinglasial tid, ettersom vi finner temmelig friske rester av strandlinjer og abrasjonsskreinter, som ikke er bortskurt, over den marine grense. Avleiringen i Blomvåg [14] viser, etter mitt skjønn, at havet sto høyere der i siste interglasialtid enn i nåtida. Strandlinje- eller strandflateresten i Osterfjorden

Høgdetabell.

Nr.	Lokalitet	Lågeste pimpstein	Pimpstein	Høgste pimpstein	Voll, terrasse eller sammenskylling	m. g.	b. g.
1	Nord for Sæle	4,4—5,1	-	8,4—10,4	7,3—9 9—10	26,2	27,8
2	Sælevågen	5,5	-	8,5	13,9	-	-
3	Nausdøl [2, s. 59]	-	-	-	8,2 17,6 26,9	-	-
4	Bunæset Blomøy	-	-	10,4—11,4	9,8—11,9	-	-
	N-side av vestlige våg	-	-	11,8—12,5	9,7—11 11—12,5	-	-
	-	-	-	10,6—12,5	-	-	-
	-	-	-	9,6—10,9	-	-	-
	-	-	-	10,5—10,7	-	-	-
	-	-	-	—10,7	-	-	-
5	Indrevika, Blomøy	5,2—6,6	7,0—7,4	10,2—12,5	{ 10,2—11,9 11,9—13,2 15,4—17 18,5— 19,6—21 21,5 21,8 25,8 8,6 10,9 13,1	-	-
6	Mot Rorsund, Blomøy	3,5—6,0	-	-	-	-	-
	Ø-side av vestlige våg	5,5—6,2	-	-	-	-	-
	NØ-side av vestlige våg	4,0—5,7	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-
7	Steinsvatn N	-	-	-	-	29,2	32,5
	- S	-	-	-	-	30,5	32,5
	Blommeknuten N	-	-	-	-	31,0	32,7
	-	-	-	-	-	31,1	32,7
	Skolehuset Ø	-	-	-	-	-	32,6
	-	-	-	-	-	-	32,8
	-	-	-	-	-	-	35,2
8	Nipena Blomøy	-	-	-	11,4	34,2	-
9	Willanger Radøy	-	-	-	10,6 28,5	-	-
10	Sytle [5 s. 22]	-	-	-	11,0 28,2	-	-
	Herdla	-	-	-	8,0 28,4 29,2 34	-	-
	- [2 s. 60]	-	-	-	11,4	-	-
11	Toska	-	-	-	11,5 34,2 39	-	-
12	Setre—Bratshaug [2 s. 61]	-	-	-	-	-	-
13	Kalsås Radøy	-	-	-	-	-	-
	Birkelandsvåg Radøy	-	-	12,1—13,3	-	37,3—38	39,8

Høgdetabell.

Nr.	Lokalitet	Terrasser	Strandlinjer	m. g.	b. g.
14	Manger [2 s. 61]	16,4 22,1 25,9 35 40,3	43,8?	-	-
15	Fløysand [5 s. 22]	5,0 19 28,2	-	-	-
16	Sandskar Holsnøy	-	-	54,8	-
17	Furuskjegg [5 s. 13]	-	39,8 65,7?	Ø v	-
18	Mjåtveitstøi Holsnøy	-	-	53,2—54,9	-
19	Erdal [5 s. 13]	-	40,1 40,8 65,5	-	-
20	Gravdal [5 s. 13]	-	42,7	-	-
21	Steinsnes [5 s. 13]	-	40,8	-	-
22	Flatøy [5 s. 13]	-	40,1 58,9	-	-
	— Undås	-	43,7	-	-
23	Damsgård [5 s. 13]	57,3	52,7	-	-
	— [2 s. 68]	15 33,5 58,5	-	-	-
	Rossaviki Osterfj. U.	-	-	57,9	-
24	Neptad [5 s. 13]	-	49,1 58,7 65	-	-
25	Årstad »	56,4	-	-	-
26	Mundal »	-	65,7	-	-
	— Undås	-	-	60,3	-
27	Leknes Undås	32,5	-	-	-
28	Mjeldeim [5 s. 29]	10 15,6 31 54,9 59,2	-	-	-
29	Arne indre [5 s. 29]	7,0 29,3 36,3 39,7 60,5	-	-	-
	— st [2 s. 69]	10,5 16,1 35,5 55,2 60,8	-	-	-
30	Garnes »	7,7 17,7 23,0 38,5	-	-	-
31	Lonevågen—Hatland [5 s. 23]	53,8 57	-	-	-
32	Lonevågen—Gjerstad »	15,5 19,7 35,8 42,4 50,4 63,2	-	-	-
33	Ekefet—Ekemo [5 s. 24] ...	6,4 21,5 34,9 39,8 44,3 70,2 79,2	-	-	-
34	Store Urdal [5 s. 23]	25,9 65,8	-	-	-
	Tøssen [5 s. 23]	5,0 17,1 34,5 35,7 50,5 54,2	-	-	-
35	Lille Urdal [5 s. 24]	3,4 9,8 12,5 13,7 16,7 19,7 31,9 45,5	-	-	-
36	Romarheim [5 s. 25]	4,2 18,8 57,1	-	-	-
37	Nottveit [5 s. 25]	36,5 50,3 53,8	-	-	-
38	Grøsvik [5 s. 26]	14,4 24,8	-	-	-
39	Gammersvik [5 s. 26]	6,8 19,7	-	-	-
40	Tøsse, Samn. [5 s. 31]	11,5 37,1 50,0 53,8 75,2	-	-	-
41	Vaksdal [5 s. 29]	50,1 57,8 63,2 68,2	-	-	-
42	Mostrømraet [5 s. 25]	3,8 9,9 16,6 30,2 30,9 32,9	-	-	-
43	Kalland [5 s. 26]	51,1	-	-	-
	Stamnes [5 s. 28]	19,3 56,8	-	-	-
44	Helle [5 s. 29]	10,8 26,6 42,9 62,6	-	-	-
	Stanghelle [2 s. 70]	18 27,7 64,8	-	-	-
	Dale [5 s. 28]	21,4 26,4 51,6	-	-	-
	— [2 s. 70]	49,4 59,4	-	-	-
45	Eide—Eidsl. [5 s. 26]	12,7 19,7 35,6 43,4 54,5 58,3	-	-	-
46	Mo Moffjord [5 s. 25]	6,2 9,2 11,8 13,4 17,3 20,2 24,7 29,6 30,8 36,7 53,6	-	-	-
47	Bolstad [5 s. 28]	3,5 12,4 26,6 37,4 49,3 50,9 64,0	-	-	-
	— [2 s. 71]	13,5 21,0 29,8 35,3 51,0 65,0	-	-	-
48	Teigdal [5 s. 28]	14,0 23,1 29,2 67,1	-	-	-
49	Evanger »	20 40 65	-	-	-
	Fadnes [2 s. 71]	18,8 67,9	-	-	-
50	Voss [5 s. 28]	66,9 70,9 75,5 82,7	-	-	-

tyder på det samme; men strandflateformingen har ikke foregått i samme horisontale nivå ute i øygarden og inne i Osterfjorden. Øygarden har vært øygard med vegetasjon og fugle- og dyreliv også i siste interglasialtid. Det viser avleiringen i Blomvåg [14]. Men strandlinje- eller strandflaterestene lenger inne viser, at havet der må ha stått høyere enn i Øygarden. De interglasiale nivåer og strandflatenivåene viser samme karakter som de seinglasiale; de er lågere i Øygarden enn lenger inne. Det må en også ha for øye når en skal skrive strandflatens og Bergensfeltets kvartærhistorie.

Litteratur.

- [1] Ahlmann, Hans W:son: Geomorphological Studies in Norway. Geografiska Annaler. I. Stockholm 1919.
- [2] Kaldhol, H.: Terrasse- og strandlinjemålinger fra Sunnfjord til Rogaland. Hellesylt 1941.
- [3] Keilhau, B. M.: Undersøgelser om hvorvidt i Norge, saaledes som i Sverige, findes tegn til en fremstigning af landjorden i den nyere og nyeste geologiske tid. Nyt mag. f. naturv. I. 1838.
- [4] Kjerulf, T.: Udsigt over det sydlige Norges geologi. Christiania 1879.
- [5] Kolderup, C. F.: Bergensfeltet og tilstødende trakter i senglacial og postglacial tid. Bergens mus. aarb. 1907.
- [6] Kolderup, C. F. and Niels-Henr.: Geology of the Bergen Arc System. Bergens mus. skrifter nr. 20, 1940.
- [7] Kolderup, Niels-Henr.: Herdla-trinnet. Norsk geol. tidsskr. 17. 1937.
- [8] Möhn, H.: Bidrag til kundskaben om gamle strandlinier i Norge. Nyt mag. f. naturv. 23, 1877.
- [9] Nansen, F.: The Strandflat and Isostasy. Skr. Vid.-selsk., Oslo, I. Mat.-nat. kl. 1921, nr. 11.
- [10] Reusch, H.: Skjærgaarden ved Bergen. N. G. U. aarb. 1900.
- [11] — En forekomst af kaolin og ildfast ler ved Dydland nær Flekkefjord. N. G. U. aarb., 1900.
- [12] Sexe, S. A.: Om en gammel strandlinie i fast klippe. Forh. i Vid.-selsk. i Christiania 1844.
- [13] Tanner, V.: Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. IV. Comm. géol. Finlande. N:o 88, 1930.
- [14] Undås, I.: Fossilfunnet i Blomvåg. Naturen 66, 1942.
- [15] — Litt om raene i Østfold og den marine grense ved dem. Norsk geogr. tidsskr., 10, 1944.
- [16] — Kvartærstudier i Vestfinnmark og Vesterålen. Norsk geol. tidsskr., 18, 1938.
- [17] — On the Late-Quaternary history of Møre and Trøndelag. Det kgl. norske vid.-selsk. skr. 1942, nr. 2.

Ms. rec. March 1945.

THE GEOLOGY OF PART OF THE HØLONDA-HORG DISTRICT, A TYPE AREA IN THE TRONDHEIM REGION

BY

THOROLF VOGT

With 1 Geological Map, 8 Plates and 9 Figures in the Text.

ABSTRACT

This study was conducted primarily to clear up the stratigraphy in a low-grade metamorphosed and fossiliferous area in the Trondheim region, and to get a safe foundation for further investigations in more metamorphosed parts of the same region. As to facies development, the Hølanda—Horg area occupies about the same position in the Norwegian parts of the Caledonids as the Girvan area and vicinity in the Scotch parts. Three conglomerates, representing as many breaks, divide the Ordovician to lowermost Silurian series of strata into four parts, viz. the Støren, Lower Hovin, Upper Hovin and Horg Series. These conglomerates can be traced in various areas in the Trondheim region and in Western Norway. The break between the two Hovin Series, representing the Ekne Disturbance, close to the divide between the Caradocian and Ashgillian Series, seems to be of greatest general importance. Besides the well known effusive Støren Greenstones of Skiddavian age three younger divisions of volcanic rocks are established with more or less certainty, probably ranging from Llandeilian to Ashgillian. The volcanic series, comprising basalts, andesites and rhyolites, exhibits a decided prevalence of soda as compared to potash. The younger volcanic rocks accentuate the analogy between the British and Norwegian parts of the Caledonids.

CONTENTS

	Page
Introduction.....	450
Previous Literature	452
The Støren Series	459
The Intercalated Beds.....	461
The Støren Greenstones and Associated Rocks	463
The Hovin Series.....	470
The Northwestern or Hølanda Area	470
The Intermediate Area	483
The Southeastern Area	492
The Horg Series	497
Correlations within the Map Area.....	500
Some Stratigraphical Correlations	503
The Trondheim Region.....	503
Western Norway.....	508
The Volcanic Rocks	512
Diastrophism	517

INTRODUCTION

The area extending from Horg in the valley of Gauldal (formerly Guldal) across Hølanda (formerly Høilandet or Hølandet) to Meldal in the valley of Orkdal represents a key area to the geology of the Trondheim region. It was from this area that Theodor Kjerulf and Knut Hauan (Kjerulf 1875, 1879) derived their stratigraphic terms the Støren Group, the Hovin Group and the Høiland Group, with the Gula Group just outside of it to the southeast. The area has, in a remarkable way, escaped metamorphism, a fact which also clearly emerges from the investigations of V. M. Goldschmidt (1915), while it is surrounded by more high-grade metamorphosed sediments. Probably, there is no other area in the Trondheim region, at any rate not in the southern and central part, which display so low-grade metamorphism. The occurrence of several fossil horizons through a greater part of the series of strata in the area is evidently conditioned by this low-grade metamorphism. Since the 'seventies and 'eighties four fossil horizons were known, viz. the Kalstad Limestone, the Hølanda Limestone, the Hovin Sandstone sens. lat. and the *Dicranograpthus* Shale, and one more, the Langeland Slate, is added in more recent times. In addition there are two conglomerates with fossils in the rock fragments from lower beds, viz. the Lyngestein Conglomerate and the Volla Conglomerate.

The author was introduced to this area by his late friend professor Johan Kiær who, to such a high degree, has advanced our knowledge of the stratigraphy of this area and of the Trondheim region (1926, 1932 a). In his last years of life he invited me, then recently moved to Trondheim, to take part in excursions to this area for discussions of geological problems. The bright summer days of old which I spent in the Gauldal, in the Hølanda and in the Meldal with this eminent scientist, magnanimous man and beloved friend certainly belong to my best memories of life. The author had not at that time planned any closer investigation of the area. Later, however, it was felt that a detailed investigation of at least parts of the mentioned area would be highly desirable.

Besides obvious stratigraphic problems there was the possibility of finding volcanic rocks of younger age than the well known low Ordovician Støren or Bymark Greenstones which induced me to take up these investigations. A. E. Törnebohm (1896) had, in fact, assumed the existence of such effusives in Hølanda, viz. the Hølanda Porphy-

rites, even if these rocks, by more recent authors, were considered as intrusives. Moreover, farther to the northeast, I had detected beds of rhyolite tuffs above the Støren or Bymark Greenstones, the stratigraphic position of which was otherwise, however, not quite clear. These expectations were more than realised, as I believe, although at present with some reservations, to be able to assume four horizons with volcanic rocks in the area Hølonda

to Horg. They are: lowest, the well known Støren or Bymark Basaltic Greenstones, and, higher up, the andesitic Hølonda Porphyrites, the Hareklett and Esphaug Rhyolite Tuffs and the Grimsås Rhyolite or Quartz Porphyry, presumably ranging from the Skiddavian to the Ashgillian epoch.

The author worked for a short time in the field during the summers of 1940 and 1942, and a greater part of the summers of 1943 and 1944. In the field the sheet Melhus of the topographical maps to scale 1 : 100 000, enlarged to 1 : 25 000, was used. The geological mapping was performed for Norges Geologiske Undersøkelse, who also generously defrayed the expenses of 8 rock analyses. Some additional analyses of rocks from outside the mapped area were made possible by a grant from Norges Tekniske Høgskoles Fond, which also bestowed the funds to defray the expenses of the geological map accompanying this paper. I wish to express my thanks to director Carl Bugge and to the Trustees of Høgskolefondet, and to the former for the permission to publish the analyses and the present paper in this volume.

The investigations cover only a part of the area Horg—Hølonda—Meldal, but are intended to be continued in order to clear up some uncertain questions. It seems, however, expedient at this time to present a synopsis of the results so far achieved. In this paper a summary of the stratigraphic results will be given, and a description of the assumed volcanic rocks in the area. The geological map does not, by the way, cover all the surveyed area, which continues especially to the southeast on both sides of the valley of Gauldal.



Fig. 1. The black square shows the position of the map area.

PREVIOUS LITERATURE

The area Hølanda—Horg and vicinity has been one of the most intricate in norwegian geology, and for these reasons: First, the beds in the Horg syncline are steeply inclined and partly inverted, the chronological order of deposition not being immediately apparent. According to the dip of the beds the section might be interpreted as an anticline, or as a syncline, or, contingently, as a continuous series of beds. All these interpretations have been attempted.

Second, the series has different lithological development to the northwest and to the southeast. To the northwest occurs the Hølanda Beds, consisting of shales, sandstones, and partly quite thick limestones, while to the southeast appears the Hovin Series consisting of shales and sandstones, but without limestones. The area has never been thoroughly studied that the relation of the Hølanda Limestone to the series of shales and sandstones to the southeast has been ascertained. The limestone, therefore, has been placed according to determinations of age on the basis of fossils.

Third, the fossils from the Kalstad and the Hølanda Limestones in the Hølanda Beds were long ago referred, by Kjerulf (1871) and W. C. Brøgger (1877), in the main, to the Silurian system, while they, in fact, belong to comparatively low Ordovician, as stated by Johan Kiær (1926, 1932 a). Accordingly these limestones were, before the recent work of Kiær, considered younger than the Ordovician Trinucleus Sandstone Brøgger's in the Hovin Series, while, as a matter of fact, they are older. The fossils in the limestones were erroneously referred to the Silurian, partly owing to the fact that the fauna of the reference area, the Oslo region, was not sufficiently known in the 'seventies, and partly from the fact that the fauna of the Hølanda Beds, as assumed by Kiær, belong to another faunal province, corresponding to that of the Girvan area in Scotland.

In consequence of the complications mentioned above, the opinion of various authors as to the geology of this area has changed a great deal during the past. Furthermore, the authors have partly used different terms for one and the same series of beds, or the same term in deviating sense. I have, therefore, found it appropriate, and perhaps helpful to the readers, to make clear the conditions by a graphical synopsis (Fig. 2), which does not need extensive comments beyond the explanation to the figure.

Starting from a Silurian age of the Hølonða Beds, one arrives at a natural interpretation per se, when an anticline is assumed at Horg, as implied by Kjerulf (1875), Brøgger (1877) and Carl Bugge (1912). Brøgger mentions particularly that the limestones of the Hølonða Beds may be equivalent to that part of the Hovin Series which is situated farthest to the southeast in the section, close to the Støren Greenstones, so far in accordance with the present-day ideas. Actually no limestones were found there, but near Grut in Meldal limestone appeared in the same position. Today we may consider this as limestone or Hølonða facies, which extends as far as to the south side of the Horg syncline in the Orkdal valley.

Further geological investigations made it clear, however, that the folding at Horg could not be an anticline but a syncline. Kjerulf (1879, 1883) cannot be found to have made a direct statement to this effect as regards the area in question, but it was evidently his opinion. It was, however, the clue of Törnebohm (1896) to his interpretation of the western part of the Trondheim region, and the same applies to C. W. Carstens (1920). But since these authors had to start from the old conception of the age of the Hølonða Limestones in relation to that of the Hovin Sandstones, their solution of the problem was bound to be highly unnatural. It was the work of Kiær (1926, 1932 a) which provided the natural solution by the assumption that the Hølonða Beds were equivalent to the lower part of the Hovin Series.

Below follows a summary of the literature concerning the area covered by the map and nearest surroundings. Th. Kjerulf (1871, 1875, 1879), who started the systematic investigation of the Trondheim region, was particularly interested in the study of this area. His old geological map Melhus (1879) to scale 1:100 000, gives several informations and is even now of value. Kjerulf interpreted the Støren Greenstones partly as sediments (green mudstone and argillaceous sandstone, breccia etc.), and partly as intrusive greenstones. The Hølonða Porphyrites he evidently interpreted as intrusive rocks, they are, besides, not distinguished from the intrusive greenstones. Kjerulf (1871) placed the Kalstad Limestone at an age corresponding to the present-day Ordovician-Silurian étages 4—7 in the Oslo region. Kjerulf (1875, p. 27) indicates the following series of strata of the Hovin and Støren Groups from the section between Støren and Hovin, the terms used in the present paper being added in parenthesis:

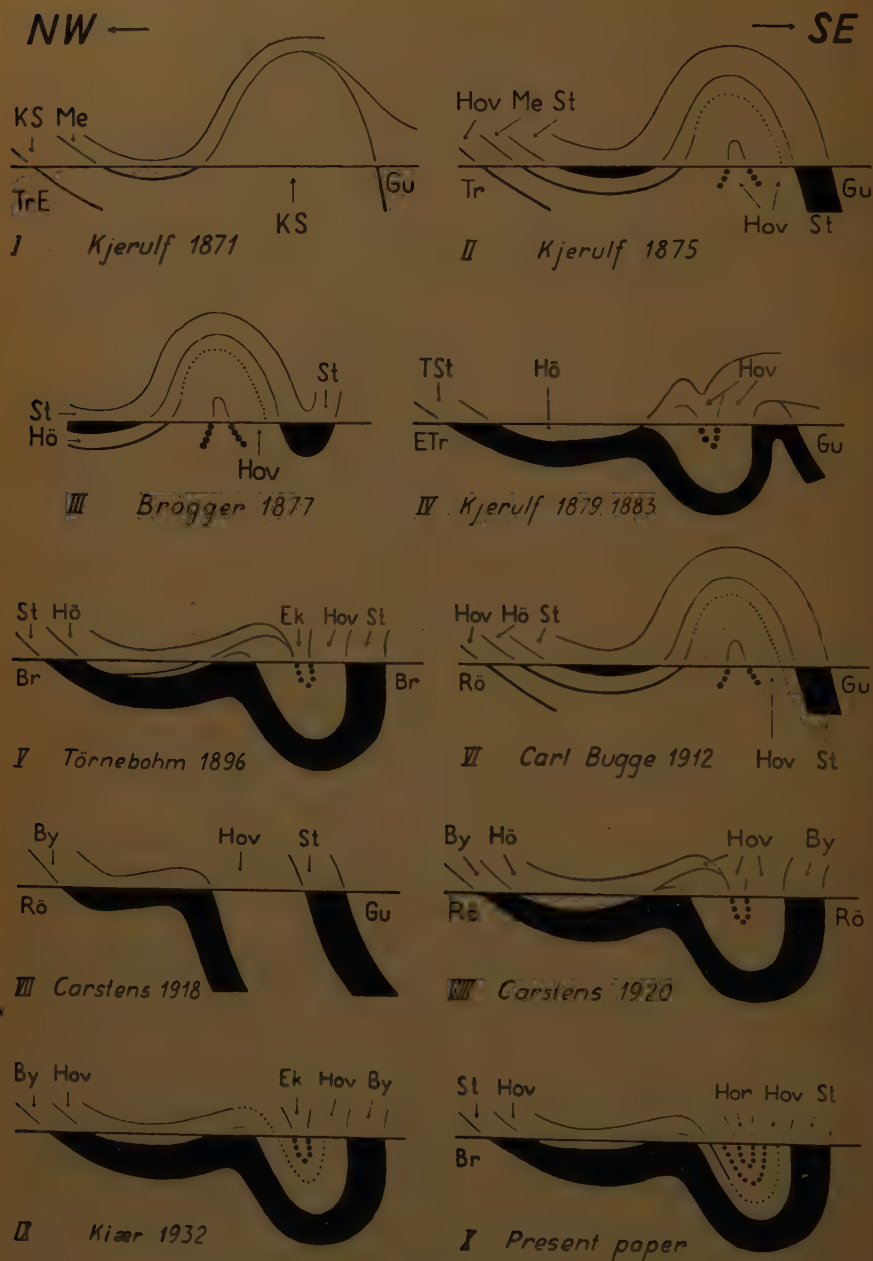


Fig. 2.

Fig. 2. Graphical synopsis of the interpretation of the various authors of the sequence of beds and of the foldings in the Hølanda—Horg area and surroundings. The terms used by the authors on series of beds (groups) are given. The low Ordovician Støren or Bymark Greenstones are marked out with black.

I. Kjerulf 1871: TrE = Trondhjemsfeltets eldre avdeling (Lower division of the Trondhjem region). KS = Konglomerat og sandstenrekken (Conglomerate and Sandstone Series); divided in 1875 in the Hovin Group and the Støren Group. Gu = Gulas skifre (Gula Schists). Me = Silurisk kalksten og lerskifer i Meldalen (Silurian limestone and shale in Meldal); in 1879 termed the Høiland Group.

II. Kjerulf 1875: Tr = Trondhjemsskifer = eldre avdeling (Trondhjem Schist = Lower division). Hov = Hovingruppen (Hovin Group). Me = Meldalens kalkstener (Meldal Limestones). St = Størengruppen (Støren Group). The three last mentioned groups constitute the Conglomerate and Sandstone Series = Middle division (Konglomerat og sandstensserien = midlere avdeling). Gu = Gulaskifer = yngre avdeling (Gula Schist = Upper division).

III. Brøgger 1877: Hov = Hovingruppen (Hovin Group). Hø = Høilandets kalkstener og skifre (Høiland Limestones and Shales). St = Størengruppen (Støren Group).

IV. Kjerulf 1879, 1883: ETr = Eldste Trondhjemslag (Lowest Trondhjem Beds). TSt = Trondhjem—Størengruppen (Trondhjem—Støren Group). Gu = Gulaskifrene (Gula Schists). Hov = Hovinsandstenens gruppe (Hovin Sandstone Group). Hø = Høilandets gruppe (Høiland Group).

V. Törnebohm 1896: Br = Brekskifergruppen (Brek Schist Group). St = Størengruppen (Støren Group). Hov = Hovingruppen (Hovin Group). Hø = Høilandets gruppe (Høiland Group). Ek = Eknegruppen (Ekne Group).

VI. Carl Bugge 1912: Rø = Rørosgruppen (Røros Group). Hov = Hovingruppen (Hovin Group). Hø = Høilandsgruppen (Høiland Group). St = Størengruppen (Støren Group). Gu = Gulagruppen (Gula Group).

VII. Carstens 1918: Rø = Glimmerskifer i den undre del av Rørosgruppen (Mica schist in the lower part of the Røros Group). By = Bymarkens grønnsten i den øvre del av Rørosgruppen (Bymark Greenstone in the upper part of the Røros Group). Hov = Hovingruppen (Hovin Group). St = Størengruppen (Støren Group). Gu = Gulagruppen (Gula Group). This sketched section is drawn through the same syncline as the others, but about 25—30 km farther to the NNE.

VIII. Carstens 1920: Rø = Rørosgruppen (Røros Group). By = Bymarkgruppen (Bymark Group). Hov = Hovingruppen (Hovin Group). Hø = Høilandets bergarter, regnet til Hovingruppen (Høiland rocks, classed with the Hovin Group).

IX. Kiær 1932: By = Bymark Greenstones. Hov = Hovin Group; the Høiland division represents the lower part of the Hovin Group. Ek = Ekne Group.

X. Present Paper: Br. = Brek Series. St = Støren Series. Hov = Hovin Series, divided by a conglomerate in a lower and an upper part; the Hølanda Beds represent the lower part of the Lower Hovin Series. Hor = Horg Series.

- a. { Grey shales of the Gulfoss, lowermost (Gaulfoss Shales).
Lundemo Conglomerate (Lyngestein Conglomerate).
Hovin Sandstone (Id.).
- b. { Krokstad Sandstone (id.).
Green schist, chlorite schist, sandstone, breccia, argillaceous
sandstone of the Støren narrowing, uppermost (Støren
Greenstones and Krokstad Shales etc.).

W. C. Brøgger, in his exceedingly valuable paper (1877), offers the only more detailed description of a part of the Hølanda-Horg area existing so far, with geological sections and a geological map to scale 1 : 100 000. The Støren Greenstones and the Hølanda Porphyrites are interpreted as by Kjerulf. The Hølanda Porphyrites, termed porphyraceous diorite (porfyraaktig diorit), are expressly regarded as intrusive rocks. He just mentions the Hareklett Rhyolite tuff from a single locality (the northern part of Harekletten), where it is termed a greenstonelike rock (grønstenlignende bergart), but elsewhere it is regarded as sandstone. Brøgger made admirable collections of fossils from the Hølanda Limestone at Stenset and Ven, and from a loose boulder of Hovin Sandstone near Esphaugen. He described (1877) the fossils from the Hølanda Limestone, termed the *Pentamerus* Limestone assuming an age corresponding to the present-day Silurian étages 5 b—7 in the Oslo region, considering the Kalstad Limestone to be contemporaneous. In a preliminary paper based on scant material, Brøgger (1875) referred the Esphaug fossils from his *Trinucleus* Sandstone to the Silurian étages 5 b—6 in the Oslo region, but in his final paper (1877) based on a larger amount of material he referred them to the uppermost part of étage 4 including 5 a in the Ordovician System, and perhaps to the lowermost part of étage 5 b, in the Silurian.

Alfred Getz (1887) described the graptolites from the *Dicranograptus* Shale, collected by M. Otto Herrmann (1884, 1885) and himself. The age of the horizon is supposed to correspond to Upper Llandeilian and Lower Caradocian in Wales and to transition beds between Glenkiln and Lower Hartfell of the Moffat Series in Scotland.

Hans Reusch (1891), a few years after he had published his pioneer work on the volcanic rocks of Western Norway, recognized the existence of lavas and pyroclastic material in the Trondheim region, viz. in the Støren Greenstones at the type locality of Støren. He also

pointed to the connection with british vulcanism. The paper does not deal with the map area itself.

A. E. Tørnebohm (1896) presented a very short but excellent account of the geology of the Hølonða-Horg area, accompanied by a geological map to scale 1 : 800 000, which, in spite of the small scale, is still of great value. He clearly interpreted the Støren Group as a volcanic series consisting of basic lavas with pyroclastic material, distinguished it rather correctly from other rocks over large areas, and placed the series in the lower part of the Ordovician system. He also recognized the Hølonða Porphyrites as effusive rocks accompanied by pyroclastic material and pointed out their younger age in relation to the Støren Greenstones. In the same paper he interprets the Grimsås Quartz Porphyry as an intrusion of porphyry, but in a note in his preliminary communication (1892) it looks as if he entertains the idea that they may represent effusives.

Johan Kiær (1905) revised a part of Brøgger's fossils from the Kalstad and Hølonða Limestones and held that previous authors no doubt had ascribed them as of too young an age. They are assigned to horizons corresponding to the present-day lowest Silurian étage 5 b in the Oslo region. The *Trinucleus* Sandstone Brøgger's is referred to the uppermost Ordovician étage 5 a of the same region.

Per Schei (1909), who died young, and Carl Bugge (1910, 1912), who took up his work, found pillow lavas and beds of jasper (chert) in the Støren Greenstone, which they correlated with British pillow lavas and radiolarian cherts. According to a remark by Bugge (1910, p. 14) it looks as if Schei accepted Tørnebohm's interpretation of the geology of this area (see Fig. 2V), being of the opinion that the Røros Group had direct contact with the Støren Greenstones. Carl Bugge (1912) barely indicated intrusions of porphyrites, presumably belonging to the Hølonða Porphyrites, near Blokkum. None of these papers deal with the map area itself.

V. M. Goldschmidt (1916) comprises the volcanic greenstones of the mountain range, including the Støren Greenstones, and the accompanying basic intrusives to one group, viz. the stem of the green lavas and intrusive rocks. On his small scale map he marks the Hølonða Porphyrites as intrusive rocks belonging to the above mentioned stem. The rocks are not mentioned in the text.

C. W. Carstens (1920) assigns the Bymark (Støren) Greenstones to the lower part of the Ordovician, like Tørnebohm, and emphasizes

their submarine formation. In a later paper (1922 c), which does not deal with the map area, the series is correlated with british pillow lavas and radiolarian cherts of Arenig age. Structures in jasper from Løkken are interpreted as radiolaria. In his first and more comprehensive discussion of the Hølanda Porphyrites Carstens (1920), in agreement with Törnebohm's conception, interprets the rocks as probably being effusives and younger than the Bymark Greenstones. Some greenstones at Hølanda of the same petrological type as the Bymark Greenstones are moreover regarded as younger than the latter. In a subsequent paper Carstens (1922 b, vid. also 1922 a), however, interprets the porphyrites as intrusive rocks. He concludes that every reliable trace of younger ("Upper Ordovician") effusive rocks in Hølanda disappears. Carstens (1920, p. 92) advanced the following (with transitions connected) subdivision of the series of strata of the Hovin Group in the Gauldal valley, the Høiland Division being placed between b and c:

- c. Thick conglomerates with shales, inter alia with the Lyngestein Conglomerate, which probably is younger than étage 5 b in the Oslo region; uppermost.
- b. Thick sandstones beds, with the fossils from Grimsåsen, corresponding to étage 5 a.
- a. Shales and thin sandstone beds, with graptolites in shale, corresponding to étage 5 a, lowermost, resting on the Bymark Greenstone.

Johan Kiær (1926, 1932 a) assumed a Llandeilian age of the Kalstad and Hølanda Limestones, and correlated them proximate with the Stinchar Limestone in the Girvan area in Southern Uplands in Scotland. Hence these limestones had to represent the lower part of the Hovin Series in the Gauldal valley. While the Hølanda Beds is correlated with the limestone development of the Girvan area, the lower part of the Hovin Series is correlated with the shale and sandstone development in the Northern Belt of the same region, a double connection of general interest. New fossils were collected by Kiær, especially from the Kalstad Limestone, and by Trygve Strand from the Hølanda Limestone at Ven and Stenset. The old as well as the new material was described in contributions by August F. Foerste (1932), Assar Hadding (1932), Ove Arbo Høeg (1932), Johan Kiær (1932 b), F. R. Cowper Reed (1932), Trygve Strand (1932) and

Leif Størmer (1932). These papers form the basis for the determination of the age of the fossil horizons in this area. Kiær (1932 a, pp. 44—45) presented the following subdivisions of the series of beds from the section of the Gauldal valley between Støren and Hovin:

The Ekne Group:

6. Sandå Shale and Sandstone; uppermost.
5. Lyngestein Conglomerate.

The Hovin Group:

4. Hovin Sandstones, with the Grimsås fauna. In its lower portion a conglomerate of small thickness interchanging with sandstone occur.
3. *Dicranograptus* Shale with the *Dicranograptus* fauna.
2. Krokstad Slate and Shales with sandstone layers. In the lower part a roofing slate with *Trinucleus forosi* is found.
1. Bjørgen (Bjørkum) Shale, lowermost, resting on the Bymark Greenstones.

At Hølonda Kiær found the following series of strata:

2. A thick limestone horizon, uppermost.
1. A shale division, lowermost, resting on the Bymark Greenstones.

THE STØREN SERIES

For this principally volcanic series the author has retained the old term introduced into the literature by Kjerulf in 1875, and explicitly defined and applied by Törnebohm in 1896. The series consists primarily of exceedingly thick effusive greenstones with pyroclastic material, which may no doubt, in the main, be correlated with the Ballantrae Volcanic Rocks in Southern Uplands in Scotland, and with other British volcanic rocks of corresponding age. The thickness of the greenstones at Støren may be about 2500 m. Moreover, in the northwestern part of the area, thick sedimentary beds consisting of shales, slates, sandstones and limestones were, surprisingly, found, which to all appearance are intercalated in the greenstone series.

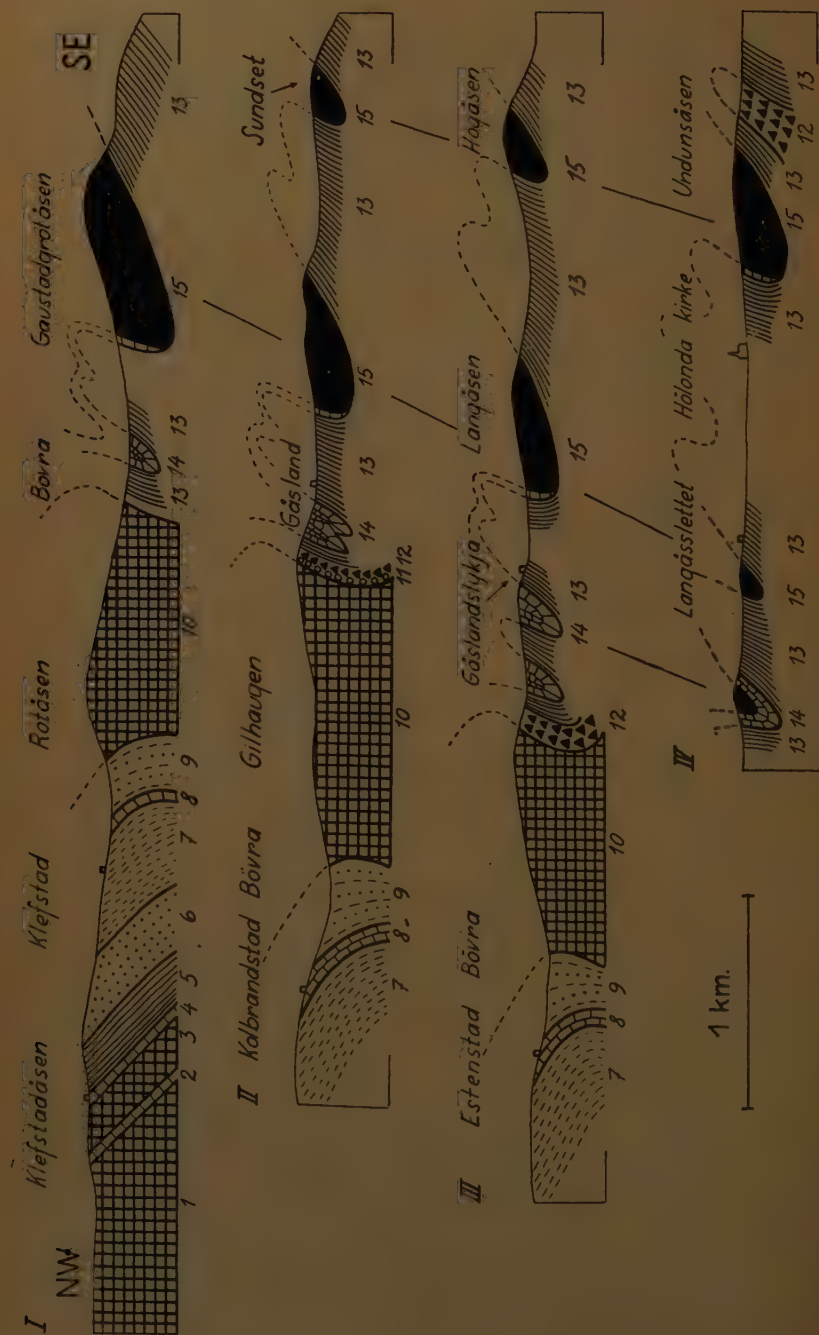


Fig. 3.

The Intercalated Beds.

The thickest of the intercalated series of strata is the Jåren Beds, termed so from the district Jårengrenda, extending from Blokkum to Klefstad in the northwestern part of Hølonða. The numerous farms of the Jårengrenda are situated in line on limestone and easily disintegrated shales belonging to these beds, surrounded by harder rocks with woods on both sides. If large tectonic disturbances (overthrusts) do not exist, which can be definitely decided only by continued investigations to the north and south, the Jåren Beds may be normally intercalated in the greenstone series. The rocks of the Jåren Beds are somewhat more metamorphosed than the rocks of the Hølonða Beds. The Klefstadås and Blokkum Limestones, both belonging to the former beds, are metamorphosed to crystalline marbles, while the Hølonða Limestones generally is a fine-crystalline limestone. The shales belonging to the former beds are a little sericeous from fine scaly muscovite with chlorite, while the shales belonging to the latter beds are dull, only with the first traces of sericite.

To the east of the area of the Jåren Beds occur effusive greenstones, the upper of which is inverted to the southeast, see the sections Fig. 3 I—III. These greenstones undoubtedly belong to the Støren Greenstones. First, they are traced in the field in connection with indisputable Støren Greenstones farther to the north. Second, very characteristic beds, especially the Gaustadbakk Breccia, belonging to the lower part of the superimposed Hølonða Beds, appear along the inverted southeast side of the greenstones in question. It was these greenstones which, in the opinion of Carstens (1920), were younger than the Bymark (Støren) Greenstones, being assumed to rest in a syncline and to superimpose the Hølonða Beds.

The other series of strata intercalated in the Støren Greenstones is the Høve Slate, termed after the farm Høve at the northern part of lake Ånøya, where the best known roofing slate quarries are situated.

Fig. 3. Geological sections from the northwestern part of Hølonða. 1 and 3: Lower Støren Greenstones. 2 and 4: Klefstadås Limestones. 5—9: Jåren Beds. 5: Vålåtjern Shales and Slates. 6: Restadgrøtås Sandstone and Schist. 7: Klefstad Shale. 8: Blokkum Limestone. 9: Klefstadmo Sandstones and Shales etc. 10: Upper Støren Greenstones. 11—14: Hølonða Beds. 11: Venna Conglomerate. 12: Gaustadbakk Breccia. 13: Hølonða Shales. 14: Hølonða Limestone. 15: Hølonða Porphyrite of the Almås type.

The Høve slate consists, at any rate in part, of fine-washed material of greenstone ash, and seems to have a more local extension.

These comparatively thick series of strata are found intercalated in the greenstones only to the northwest, whereas, to my knowledge, no other sediments than thin beds of red jasper occur farthest to the southeast, in the section of Støren. In the intermediate district, for instance around lake Grøtvatnet, a few thin beds of shales are found in the greenstones. They are, however, so thin that it has not been possible, at least not so far, to trace the beds in continuity in the highly covered country. Thus it looks as if the intercalated sedimentary beds, which are very thick to the northwest, are gradually thinning out and disappearing to the southeast. However, other possibilities may not as yet be repudiated.

Below follows a short description of the beds in the northwestern part of the area, the beds being listed from below:

1—4. The Lower Støren Greenstones with the Klefstadås Limestones.

1. The lower greenstones, lower part, basis not investigated. In the upper part, between the ridges Klefstadåsen—Røslåsen and the farm Dalen, the greenstone is highly chloritized and frequently foliated.

2. The lower Klefstadås Limestones are usually snow-white, sometimes faintly pink calcite marbles. At the trail to the north of the farm Klefstadåsen two comparatively thin limestone beds appear, which join and increase much in thickness to the northeast.

3. The lower greenstones, upper part, with the Middle Klefstadås Limestones. The greenstones consist, inter alia, of greenstone breccia with abundant calcite, in part foliated, but sometimes well preserved. In this section some beds of white calcite marble appear to the northeast, but none to the southwest.

4. The Upper Klefstadås Limestones are greyish white calcite marbles, appearing together with thin beds of dark shales.

The Klefstadås Limestones, especially the lower, seem to correspond to the Estenstad Limestone a few km to the southeast of Trondheim. Here a white marble is encountered, which, in appearance, is very nearly identical with the Klefstadås limestones, also occurring in the same stratigraphical position. It is intercalated in greenstones, the superimposed part of these likewise containing greenstone breccia.

5—9. The Jåren Beds, thickness perhaps about 800 m.

5. The Vålåtjern Shales and Slates are commonly light greyish green to light grey shales and slates, with fine scaly muscovite and chlorite.

6. The Restadgrøtås Sandstones and Schists. The beds are massive and resistant to erosion, and form a range of ridges. Grey sandstones with much calcite and grains of quartz, quartzite and plagioclase appear, and greyish green massive schists with calcite, fine scaly muscovite, chlorite etc.

7. The Klefstad Shale, commonly dark grey, easily disintegrated shales with sericite.

8. The Blokkum Limestone, a greyish to lighter or darker bluish grey crystalline marble, comparatively thin in some places, but thick especially to the south, from Kolbrandstad to Blokkum, where it is also quite pure. Here it contains beds of sandstone and shale.

9. The Klefstadmo Sandstones, Shales and Schists, a rather varying series of beds.

10—12. The Upper Støren Greenstones with the Høve Slates.

10. The upper Greenstones, lower part.

11. The Høve Slates are greyish green to greenish slates, which have been quarried as roofing slate, and partly as flagstone, in many places, viz. at Myråsen, Stranda, Strandmoen, Høve, and Merket. Faint indications of ripplemarks are rarely seen. The slates consist of abundant albite and chlorite, frequently much epidote, and besides quartz, calcite and traces of sericite. Nearest above and below the slate, indistinctly bedded greenstone tuffs appear. They are more coarse-grained than the slates, and contain about the same minerals, whereof especially albite and chlorite abounds. The Høve Slates and the coarser tuffs are connected by transition beds, the boundaries, therefore, being estimated. It can hardly be doubted that the Høve Slates are containing a good deal of tuff material. They seem to disappear to the south, where they presumably pass into coarser greenstone tuffs not distinguished from the other greenstones.

12. The Upper Greenstone, upper part.

The Støren Greenstones and Associated Rocks.

Greenstones with fine pillow or ellipsoidal structures are exposed in road cuts and along the shore on the west side of lake Benna (Pl. III, Fig. 1). This bed, presumably, represents a single sub-

marine lava flow. The structure resembles ellipsoidal pillows or woolbags of different size closely piled together. The size is from a few dm's to more than 1 m, rarely up to 1.5×2 m in diameter; most of them measures, perhaps, about 0.4×0.6 m. They have obviously been plastic, which is evident from the fact that they have partly made indentations into each other, a convex part of a pillow may lie up to a concave part of another, or both are flattened. One has the decided impression that this plasticity prevailed during the formation of the pillows. The outer margin is excessively chloritized, but frequently with an epidote rich border just inside. The interior of the pillows is comparatively well preserved, with hornblende, epidote, albite, chlorite, calcite, and titanite. The pillow structures are obviously identical with corresponding structures for instance in the Ballantrae Volcanic Rocks in Scotland, see Peach and Hornes memoir (1899). From Norway (Hordaland) the pillow structure was first figured and described by Hans Reusch (1888, p. 109—110, 402), as a cooling phenomenon in an old lava flow.

Beds of red jasper are rather common in the greenstone, and in this area without accompanying sediments of other nature. The thickness is mostly quite small, for instance 0.5—1 m, the beds being only exceptionally thicker. Along the strike the beds wedge out rapidly. The jaspers, in all probability, represent metamorphosed radiolarian cherts. The conditions for their appearance in the greenstones may be the absence or very scant supply of terrigenous sediments and a certain supply of siliceous water from volcanic action to the sea-water.

Some beds of shale, a few m thick, are found here and there, especially around lake Grøtvatnet. They generally consist of very fine clay material, and contain sericite and chlorite.

Greenstone breccias and agglomerates with more or less irregular fragments are very common (Pl. III, Fig. 2). Fragments of red jasper are also frequently found in the breccias. These fragments are often irregular in form, but may be somewhat rounded. Nevertheless, they do not seem to represent boulders in a genuine conglomerate. Thus, they are sometimes arranged in line, as if originating from a single bed of jasper broken into fragments. In addition to the somewhat different types of greenstone and fragments of red jasper, large fragments of tuff material of the Høve Slate type appear. The breccias evidently belong to the period of formation of the greenstone series. The author assumes that jasper fragments of at least one type are

formed by laceration of somewhat consolidated jasper beds, through disturbances of the deposits on the sea bottom, either through volcanic eruptions, or by submarine slides on steep slopes. Breccias with fragments of jasper are often found in the upper part of the greenstone series, but also appear quite far down in the series. In the Trondheim region these breccias have, presumably, often been mistaken for the basement conglomerate (the Venna Conglomerate) superimposing the Støren Greenstones, at the base of the Hovin Series. Beyond this, very much of the greenstone series is so metamorphosed, that it is difficult to decide whether it is lavas or breccias and agglomerates or tuffs. The safest indication of the breccias is the appearance of fragments of red jasper, which will always be well preserved and easily visible.

The greater part of the greenstones are metamorphosed into rocks with abundant calcite and with chlorite, albite, quartz and titanite, with or without epidote. Elsewhere the rocks may contain actinolite or green hornblende, epidote, chlorite, albite, quartz, titanite, and more or less calcite (see Pl. VI, Fig. 1). Greenstones without hornblende minerals obviously occur in much greater quantities than greenstones with these minerals. Of mineral facies the following are represented: albite-chlorite facies, greenstone facies, actinolite greenstone facies and transitions to epidote amphibolite or saussurite gabbro facies. The whole series may be termed spilites.

From the Trondheim region, but outside the area in question, two analyses of rocks, apparently belonging to low-temperature stages, are published by V. M. Goldschmidt (1916 a), see analyses A—B p. 468. They contain 26.63 and 7.50 pct. calcite respectively, and may be representative of the most common greenstone types. The original chemical composition of the rocks is, however, considerably changed, especially as to the lime content.

Disregarding the different stages of metamorphism, several types of rocks existed originally. The all dominating type is without phenocrysts and with laths of albite, the original texture being more or less obliterated through the metamorphism. A rock of this type, belonging to the least metamorphosed part of the series, was selected for analysis from a large amount of material, see analysis 1 p. 466. The rock is rather light greenish coloured on account of the comparatively minor content of chlorite. The composition is typically basaltic. From the Trondheim region, but outside the area in question, C. W. Carstens

Analysis 1		Norm		Mineral composition	
SiO ₂	48.16	Orthoclase.....	0.66	Quartz.....	10.90
TiO ₂	0.92	Albite.....	22.23	Albite.....	11.99
ZrO ₂	none	Anorthite.....	30.43	Hornblende.....	37.20
Cr ₂ O ₃	0.06	Diopside.....	12.73	Epidote.....	22.43
Al ₂ O ₃	15.60	Hedenbergite.....	5.60	Chlorite.....	14.82
Fe ₂ O ₃	3.41	Enstatite.....	10.13	Titanite.....	2.25
FeO.....	7.41	Ferrosilite.....	5.11	Pyrite.....	0.04
MnO.....	0.16	Forsterite.....	1.94	Apatite.....	0.26
MgO.....	7.55	Fayalite.....	1.08	Calcite.....	0.48
CaO.....	11.12	Magnetite.....	4.95	H ₂ O.....	-0.42
BaO.....	none	Ilmenite.....	1.74		
Na ₂ O.....	2.63	Chromite.....	0.09		99.95
K ₂ O.....	0.11	Pyrite.....	0.04		
P ₂ O ₅	0.11	Apatite.....	0.26		
S.....	0.02	Calcite.....	0.48		
F.....	none	H ₂ O.....	2.48		
CO ₂	0.21				
H ₂ O + 110°.....	2.38		99.95		
H ₂ O - 110°.....	0.10	Colour index.....	43.67		
	99.95	Shand classification: Lime sub-basalt			
Gr.....	3.010	CIPW classification: Auvergnose			

Analysis 1: Basaltic Støren Greenstone from lake Benna SW of Løberg seter, Horg. Analyst: Martha Klüver.

(1922 c) has published four analyses of comparatively well preserved rocks, see analyses C—F, p. 468. They generally show a somewhat unusual composition by the high percentages of magnesia in proportion to those of lime, and a checking of these analyses would, perhaps, be desirable. In order to get more information as to the chemical composition of these lavas, I have had analyzed two uncommonly well preserved rocks without phenocrysts from presumably corresponding greenstones of Western Norway, collected by the author during an excursion in 1931 under the guidance of C. F. Kolderup and N.-H. Kolderup, see the analyses 2 and 3, p. 467. Of these, analysis 2 exhibits a basaltic composition near to that of analysis 1, while analysis 3 shows a composition between basalt and andesite.

The analyses 1 and 2 display a striking accordance with the composition of plateau basalt, see the average of these two analyses, G, and the two averages of plateau basalts, H and I, on p. 468. This accordance indicates that these greenstones have preserved their chemical composition remarkably unchanged. In this connection the low percentages of carbon dioxide may be pointed out. A characteristic

	Analysis 2	Analysis 3	Norm		
				2	3
SiO ₂	49.84	53.31	Quartz	-	6.21
TiO ₂	1.67	2.27	Orthoclase	1.11	15.64
ZrO ₂	none	none	Celsian	0.11	0.18
Al ₂ O ₃	12.85	14.84	Albite	23.49	27.16
Fe ₂ O ₃	2.32	4.00	Anorthite	21.97	18.13
FeO.....	9.60	7.80	Diopside	17.17	3.86
MnO.....	0.16	0.14	Hedenbergite	11.46	2.81
MgO.....	6.88	3.55	Enstatite	8.51	7.05
CaO.....	11.70	5.85	Ferrosilite	6.53	5.91
BaO.....	0.04	0.07	Forsterite	0.46	-
Na ₂ O.....	2.78	3.21	Fayalite	0.39	-
K ₂ O.....	0.19	2.65	Magnetite	3.36	5.80
P ₂ O ₅	0.11	0.43	Ilmenite	3.17	4.31
S.....	0.06	0.06	Pyrite	0.12	0.12
F.....	none	none	Apatite	0.26	0.99
CO ₂	0.06	none	Calcite.....	0.14	-
H ₂ O + 110°.....	1.54	1.92	H ₂ O	1.60	2.02
H ₂ O - 110°.....	0.06	0.10			
				99.85	100.19
	99.86	100.20	Colour index	51.43	30.85
- O for S	0.01	0.01	Shand classification 2: Soda sub-basalt		
			3: Soda basalt, near soda andesite		
Gr.....	99.85	100.19	CIPW classification 2: Auvergnose		
	2.988	2.859	3: Shoshonose		

Analysis 2: Basaltic greenstone from Værøy in Askvoll, Sogn og Fjordane.

Analyst: Martha Klüver.

Analysis 3: Andesito-basaltic greenstone from neolithic stonepit on Hesperøy, Nordøyane in Bømlo, Hordaland. Analyst: Martha Klüver.

feature of the Norwegian basaltic greenstones is the extremely low amount of potash, also appearing from the analyses B—F, and further the lower content of titanium dioxide. The low amount of potash is, in general, characteristic for many spilites, and has been regarded as due to leaching.

Of particular interest is the accordance between the amount of soda in the analyses 1 and 2 (G) and in the plateau basalts. In this instance it seems to be no question of addition of soda to the greenstones. It is not possible in this preliminary paper to discuss the fascinating spilitic problem. It may only be mentioned, that even in submarine greenstones of the pillow lava type, it seems that production of albite may in some cases depend on regional metamorphism at low temperature, without addition of soda.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I
SiO ₂	38.07	47.78	46.66	46.78	49.06	54.50	49.00	47.14	48.80
TiO ₂	0.66	1.40	1.70	1.36	1.04	2.00	1.30	2.44	2.19
Al ₂ O ₃	13.71	14.95	16.38	15.51	17.28	15.32	14.25	14.91	13.98
Fe ₂ O ₃	1.72	3.45	1.56	0.77	2.10	2.27	2.87	4.11	3.59
FeO.....	4.50	5.26	7.95	9.61	7.72	5.06	8.50	8.22	9.78
MnO.....	0.12	0.13	0.19	0.18	0.13	0.08	0.16	0.25	0.17
MgO.....	4.64	5.38	11.02	8.39	7.39	7.58	7.22	6.91	6.70
CaO.....	16.12	11.87	7.62	5.84	8.01	5.14	11.43	10.01	9.38
Na ₂ O.....	2.98	2.95	2.76	3.23	3.72	5.42	2.70	2.71	2.59
K ₂ O.....	2.43	0.21	0.14	0.15	0.08	0.19	0.15	0.84	0.69
P ₂ O ₅	0.07	0.11	0.17	0.26	0.22	0.32	0.11	0.33	0.33
S.....	0.04	trace	-	0.12	0.06	-	0.04	-	-
CO ₂	11.71	3.30	none	2.50	1.28	none	0.14	-	-
H ₂ O+.....	3.27	3.06	3.42	5.16	2.31	2.35	1.96	2.13	1.80
H ₂ O-.....	0.11	0.06	0.24	0.04	0.10	0.20	0.08		
	100.15	99.91	99.81	99.90	100.50	100.43	99.91	100.00	100.00

- A. Pillow lava, Løkken mine, Meldal (V. M. Goldschmidt 1916 p. 15).
 B. Pillow lava, Haga bridge, Støren (V. M. Goldschmidt 1916 p. 15).
 C. Light greenstone, Frilssjøen, Meldal (C. W. Carstens 1922 c p. 195).
 D. Schistose greenstone, Dragset, Meldal (C. W. Carstens 1922 c p. 202).
 E. Greenstone schist, Skjødskift, Meldal (C. W. Carstens 1922 c p. 204).
 F. Dark greenstone, Bjørnlivatn, Løkken, Meldal (C. W. Carstens 1922 c p. 198).
 G. Average of analyses 1 and 2 in this paper.
 H. Plateau basalt, average of 27 analyses (Tyrrell 1921).
 I. Plateau basalt, average of 43 analyses (Daly 1933 No. 60).

Besides the dominating basaltic greenstone type without phenocrysts, other types are found, as mentioned, in minor quantities. One type contains abundantly phenocrysts of albite and somewhat less of dark minerals than the principal type. Another type contains, besides phenocrysts of albite, corroded phenocrysts of quartz. The latter type may contain rather a great deal of dark minerals, while it in part is considerably lighter green than the common greenstone. None of these rocks are analyzed as yet.

In addition to the effusive rocks mentioned above, minor intrusions of very light grey to almost white quartz-keratophyres occur in several places. The thickness is from a few up to about 15 meters, perhaps somewhat more. They are probably injected in the basic volcanic rocks near the existing surface. The rocks contain phenocrysts of albite and corroded quartz in a very fine-grained ground-mass, with quartz, albite, muscovite, chlorite etc. (see Pl. VI, Fig. 2). They are partly silicified. Two analyses of these rocks are performed,

Analysis 4		Norm		Mineral composition	
SiO ₂	72.96	Quartz	30.96	Quartz	31.55
TiO ₂	0.18	Orthoclase	14.96	Albite	48.75
ZrO ₂	none	Celsian	0.15	Clinozoisite	0.49
Al ₂ O ₃	15.90	Albite	44.93	Biotite	0.45
Fe ₂ O ₃	0.86	Anorthite	1.25	Muscovite	15.76
FeO	0.37	Corundum	3.92	Chlorite	1.97
MnO	0.01	Enstatite	1.40	Magnetite	0.51
MgO	0.56	Magnetite	1.16	Titanite	0.45
CaO	0.46	Hematite	0.06	Pyrite	0.04
BaO	0.06	Rutile	0.18	Apatite	0.07
Na ₂ O	5.31	Pyrite	0.04	Calcite	0.30
K ₂ O	2.53	Apatite	0.07	H ₂ O	- 0.24
P ₂ O ₅	0.03	Calcite	0.30		
S	0.02	H ₂ O	0.72		100.10
F	none				
CO ₂	0.13		100.10		
H ₂ O + 110°	0.67	Colour index	6.83		
H ₂ O - 110°	0.05				
	100.10	Shand classification:	Soda rhyolite		
Gr.	2.729	CIPW classification:	Kallerudose		

Analysis 4: Quartz-keratophyre from Sagelva between the lakes Skjeggstadvatnet and Ånøya, Hølanda. Minor intrusion in the Støren Greenstone.
Analyst: Martha Klüver.

Analysis 5		Norm		Mineral composition	
SiO ₂	84.48	Quartz	67.05	Quartz	67.92
TiO ₂	0.13	Orthoclase	7.68	Albite	15.21
ZrO ₂	0.04	Albite	15.21	Muscovite	10.99
Al ₂ O ₃	8.45	Anorthite	0.30	Chlorite	4.63
Fe ₂ O ₃	0.51	Corundum	3.97	Magnetite	0.74
FeO	1.24	Enstatite	1.84	Titanite	0.21
MnO	0.03	Ferrosilite	1.67	Rutile	0.04
MgO	0.74	Magnetite	0.74	Zircon	0.06
CaO	0.31	Ilmenite	0.24	Pyrite	0.04
BaO	trace	Zircon	0.06	Apatite	0.03
Na ₂ O	1.80	Pyrite	0.04	Calcite	0.41
K ₂ O	1.30	Apatite	0.03	H ₂ O	- 0.14
P ₂ O ₅	0.01	Calcite	0.41		
S	0.02	H ₂ O	0.90		100.14
F	none				
CO ₂	0.18		100.14		
H ₂ O + 110°	0.86	Colour index	8.59		
H ₂ O - 110°	0.04				
	100.14				
Gr.	2.688				

Analysis 5: Silicified quartz-keratophyre from lake Grøtvatnet, second promontory SE of Ven, Hølanda. Minor intrusion in the Støren Greenstone.
Analyst: Martha Klüver.

see analysis 4 and 5, p. 469. Both rocks, no doubt, have lost a part of their original lime content. The establishment of quartz-keratophyres in genetical connection with the basic pillow lavas is interesting. It may, perhaps, be pointed out that Hans Reusch, as early as in 1888, found quartzporphyries and quartz-porphry tuffs together with the greenstones of Bømmeløy in southwestern Norway.

THE HOVIN SERIES

It is suitable to divide the description of this sedimentary series with accompanying volcanic rocks into different parts, comprising the following areas:

1. The northwestern or Hølanda area. The Hølanda Limestone is partially developed in this area, but not in all places. Here the Hølanda Porphyrites appear, not being traced in the following two areas. In this area, only the lowest part of the Hovin series is preserved, as far as hitherto is known.

2. The intermediate area, representing the northwestern part of the Horg Syncline. The Hølanda Limestone appears locally in this area, but wedges out rapidly. Here the Hareklett and Esphaug Rhyolite Tuffs and the Grimsås Rhyolite or Quartz-porphry appear. The geology of this connecting area was formerly least known, the area being somewhat less accessible than the other two.

3. The southeastern area, representing the southeastern part of the Horg Syncline. Here no Hølanda Limestone appears, nor are volcanic rocks traced, except as pebbles in conglomerates. This is the classical Hovin area, which has previously been treated by several authors.

The Northwestern or Hølanda Area.

As to the tectonics, this area is built up of minor synclines and anticlines. The following synclines are apparent: in the eastern part of the area: 1. the Stenset Syncline; 2. the Berg Syncline; and 3. the Ramberg Syncline; in the western part of the area: 4. the Sundset Syncline; 5. the Almås Syncline; and 6. the Brennhokster Syncline. Syncline 4 may represent a continuation of syncline 2, and 5 of 3.

The hard rocks of the Hølanda Porphyrites, as the youngest member of the series, rest in the troughs of these synclines, and

protrude as wooded ridges, often with very steep sides, see Pl. I, Fig. 2 and Pl. II, Figs. 1 and 2. The porphyrites in the eastern and in the western synclines belong to distinctly different types. As will be seen from sections I—IX on Figs. 3—5, the beds are frequently inverted to the southeast, indicating a general orogenic stress in this direction. Also within this area the lithological development varies considerably, almost every one of the mentioned synclines offering distinctive features as regards the development of the sediments. Below follows a description of the series of beds, listed from the bottom.

1. The Venna Conglomerate.

The Venna Conglomerate rests directly on the Støren Greenstones. It is best exposed on a promontory in the lake Grøtvatnet to the northeast of the farm Ven. The bulk of the material here consists of oblong, frequently irregular and twisted fragments of a very characteristic sandstone rich in calcite: the colour of the rock is light grey to light purplish-red, with weathered lines along the bedding, and consisting of fine-grained quartz with much fine-grained calcite, frequently so much that the rock is on the border of a quartz rich limestone. This type is not apparent in solid rock of the substratum. Frequently roundish boulders, up to some dm. in size, occur, consisting of a white or faintly pink calcite marble, which somewhat resembles the Klefstadås Limestones (see Pl. V, Fig. 1). Many larger boulders and smaller pebbles of red jasper also occur. A single large boulder of a rock with phenocrysts of albite and corroded quartz in a very fine-grained groundmass was found, much resembling the minor intrusions of quartz-keratophyre in the substratum. The common Støren Greenstone from the substratum I have hardly observed with certainty in this location; a few quite small pebbles may possibly pertain hereto.

A basal conglomerate of the same type, with, inter alia, the same characteristic calciferous sandstone, appear in two other places in the vicinity, both situated near the southern part of the lake Grøtvatnet. A basement conglomerate of another type, with pebbles of greenstone and red jasper etc. was found to the northwest of the farm Gåslands-gjerdet.

As generally observed, the pebbles in the Venna Conglomerate are inconsiderably rounded. One may, sometimes, use the term

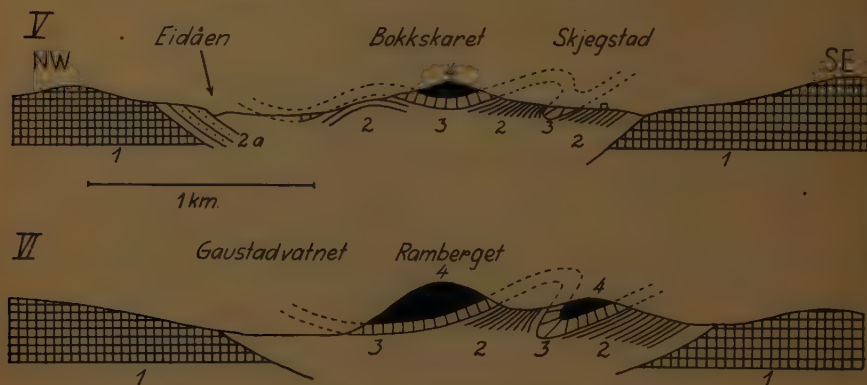


Fig. 4. Geological sections from the Skjegstad-Berg area. 1: Støren Greenstones. 2: Hølonda Shale (2) and Sandstone (2 a). 3: Hølonda Limestone. 4: Hølonda Porphyrite, Berg type.

breccia instead of conglomerate. The fragments consist at the same time of rocks which decompose more or less rapidly. The rock material, therefore, cannot have been transported very far.

This conglomerate is interpreted as the basal conglomerate of the Hovin Series. It is of interest to note that fragments of limestones and calciferous sandstones in the conglomerate are metamorphosed, the former into white marble, while the Hølonda Limestone, which appears not far up in the series above the conglomerate, is a bluish-grey unmetamorphosed limestone. Since the fragments of marble and calciferous sandstone seem to originate from the caledonian substratum, it looks as if this has been somewhat metamorphosed before the formation of the Venna Conglomerate.

2. The Gaustadbakk Breccia.

This characteristic breccia appears low down in the series, near the Støren Greenstones and below the Hølonda Shales. To the north-west of Gåslandsgjerdet the breccia occurs between the basal conglomerate (Venna Conglomerate) and the Hølonda Shales. Previous authors have interpreted this breccia as younger than the Hølonda Limestone. This is not surprising, because it really looks like it at the easily accessible road exposure near the farm Gaustadbakken. Here tectonic disturbances must, however, occur, probably a thrust, see fig. 6. For the conditions are otherwise clear enough in several

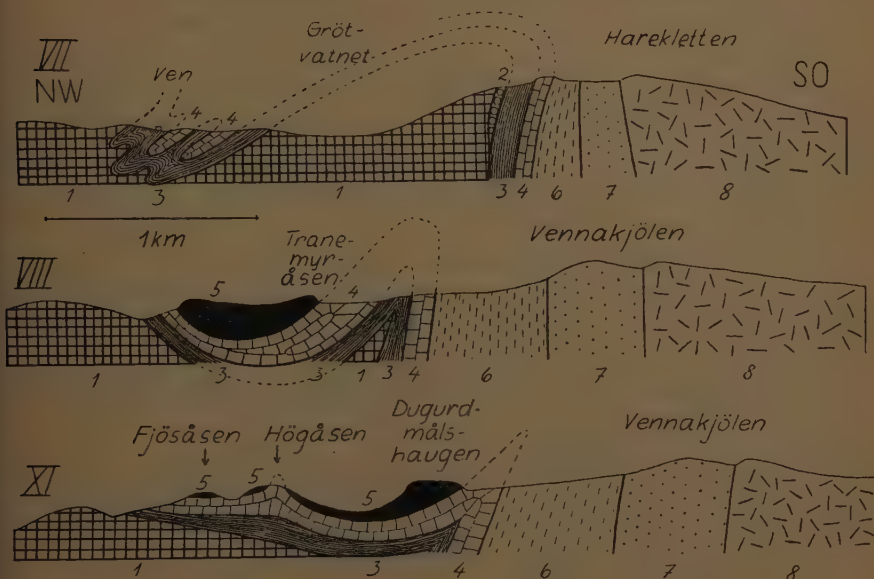


Fig. 5. Geological sections from the Ven-Stenset area. 1: Støren Greenstones. 2: Venna Conglomerate. 3: Hølonða Sandstone and Shale. 4: Hølonða Limestone. 5: Hølonða Porphyrite, Berg type. 6: Krokstad arenaceous Shale. 7: Krokstad Sandstone and Grit. 8: Hareklett massive Rhyolite Tuff.

places in the vicinity, for instance to the east of Gaustadbakken and around the lakelet Stensettjernet. The Gaustadbakk locality seems to have been of some consequence for the old interpretation, e. g. by W. C. Brøgger, as to the mutual relation between the Støren and Hovin Groups.

At Gaustadbakken and other places in the vicinity the breccia consists of thick beds with fragments of Støren Greenstones up to a few cm in size, further of fragments of red jasper, of several sediments etc., which are embedded in a reddish to reddish purple sandstone, with grains of quartz, quartzite, albite etc. Intercalated are thin beds of the same reddish sandstone, of green sandstone and chocolate-coloured shale. The thickness seems to vary abruptly, from a comparatively small thickness immediately above the Støren Greenstone in the woods to the east of Gaustadbakken, to a large thickness at the same farm and to the west of it.

This breccia is especially prominent in the area to the southwest and south of Hølonða church. Here mainly fragments of unmeta-

morphosed chocolate-coloured shale and mudstone appear, also pebbles or boulders of red jasper, crystalline limestone, etc. The chocolate-coloured shale and mudstone resemble the Almås Mudstone, which is superimposed on the breccia to the west of Gaustadbakken and in other places.

The red or reddish purple colour of the sandstones and mudstones in the Gaustadbakk Breccia is noteworthy. The colour of these sediments is a continental feature, which is in accordance with their appearance just above the basement conglomerate. It may be assumed that a regression has taken place at the time following the formation of the Støren Greenstones, rising land masses above the surface of the sea in these regions. The reddish beds may be attributed to the sedimentation of red soils from a land with semi-arid climate, indicating a hot and dry season each year; compare the conditions e. g. on the leeward side of the Hawaiian Islands (Twenhofel 1926).

3. The Hølanda Shales and Sandstones.

The different rocks of the series are well represented in the Almås section, see Fig. 6. Superimposing the Gaustadbakk Breccia occurs the chocolate-coloured mudstone, the Almås Mudstone, mentioned above. In future it should be distinguished on the map from the Hølanda Shales. The rock represents a typical mudstone without distinct foliation, with slightly varying shades of a reddish purple, everywhere of a comparatively dark shade. Under the microscope it proves exceedingly finegrained, with some calcite and trace of new-formed sericite. Outside the Almås section this rock was found in the same geological position near the farm Bjørktjennåsen, where it is foliated, but otherwise of the same character. The assumption that this mudstone (red shale) is of a tuffaceous character, as assumed by Carstens (1920, pp. 88—91), is not confirmed. The colour of the mudstones and shales represents a remarkable feature displaying a definite continental type of these sediments.

Above the Almås Mudstone, in the Almås section, the normal rocks belonging to the Hølanda Shales and Sandstones appear. First, below the farm Almås, arenaceous greyish-green shales are exposed. Higher up, on the steep east side of the ridge Almåsåsen itself, a characteristic easily disintegrating shale appears, the Skjegstad Shale, which has a wide distribution at Hølanda. It is a dark grey to blackish grey coloured shale, with rusty stripes or dots after weathered grains of



Fig. 6. Geological section from east of the farm Gaustadbakken to the ridge Almåsåsen. 1: Støren Greenstones. 2: Gaustadbakk Breccia. 3: Chocolate-coloured Almås Mudstone. 4: Greyish green arenaceous shale. 5: Dark, easily disintegrated shale. 6: Sandstone. 7: Hølanda Limestone. 8: Hølanda Porphyrite, Almås type.

pyrrhotite, elongated in the direction of the rock flowage (stretching). It disintegrates to small flakes not only on the surface, but at least 3—4 m downwards. At Hølanda it is extensively utilized as gravel for road-construction, and is said to produce an exceptionally good surface. Small gravel-pits of this shale are situated southwest of Skjegstad, southwest of Gaustadåsen, northwest of Sundset, on the southern side of lake Langåsvatnet, east of Hølanda church, where the largest pit is situated, and in other places. In these gravel-pits the shale is excavated without blasting. Since the shale disintegrates so easily, it is generally very much covered. Besides this shale other types of shale also appear at Hølanda, for instance harder grey shale, etc., sometimes alternating with sandstone beds.

Uppermost in the Almås section thin sandstone beds appear, underlying the Hølanda Porphyrite. In other places the Hølanda Shale and Sandstone chiefly consist of thin sandstone beds of comparatively small thickness. In the area around the farm Ven at lake Grøtvatnet, the series consists mainly of thin sandstone beds, with small amounts of shale. The lowermost sandstone beds in the vicinity are, sometimes, rather coarse clastic, with grains of the rocks from the substratum as greenstone and quartz-porphyry.

The thickness of the series is apparently exceedingly variable, from about 50 m or even less, e. g. to the south of Ven, and at the northern end of the lake Skjegstadvatnet, and up to several hundred meters, as, for instance, in the Almås section. However, this highly

varying thickness is, at least in part, regarded as due to tectonic movements.

Traces of indeterminable fossils appear in the Hølanda Shales and Sandstones, for instance on the hillock about 100 m to the south and south-east of the buildings of Ven farm.

4. The Hølanda Limestone.

This limestone is fine-grained and almost everywhere of a darker or lighter bluish-grey colour, only occasionally light grey to yellowish grey. The thickness is very variable. Even if the apparently huge thickness, for instance near Ven, is, in part, produced by tectonic movements, there is no doubt that the thickness also primarily has varied a great deal. In a great central area, between Gaustadgrøtåsen and Hølanda church, the limestone is, moreover, wholly, or almost wholly, wedged out, while it reappears still farther to the northwest. This wedging-out may be traced, *inter alia*, on the south side of Middagsåsen, the porphyrite ridge farthest to the southwest in the vicinity of Stenset-Ven. In this central area sandstone or shale frequently occur in direct contact with the porphyrite. However, a thin bed of limestone, down to 3 m, is observed rather frequently just below or sometimes at the porphyrite contact.

Where the limestone is of greater thickness, a dark grey shale frequently appears intercalated in the upper part of the beds, which is thereby divided into a lower and an upper part. This shale may contain fossils. In some parts beds of calcareous nodules are common, and concretions rich in manganese are sometimes found in non-calcareous shale. This intercalated shale is known from several localities in the Ven-Stenset area, where it is, in part, accompanied by a light grey sandstone also containing fossils. On one of the last days of field work in the autumn 1944 a new fossil locality from a dark grey shale of the type mentioned above was found to the northeast of Trotland, outside and west of the map area. This horizon seems to belong to the intercalated shale bed in the limestone. If so, this shale is here much thicker than farther east. The other, less probable alternative is that the fossils belong to the upper part of the Hølanda Shale and Sandstone, below the Hølanda Limestone.

Traces of fossils are known from the Hølanda Limestone of many localities, but determinable fossils have previously been collected only in the vicinity of Ven and Stenset, mainly by W. C. Brøgger (1877)

and Trygve Strand. The fossils are presumable derived as well from the lower and upper Hølonða Limestone as from the intercalated shale horizon. According to the descriptions by Ove Arbo Høeg (1932), Cowper Reed (1932), Trygve Strand (1932) and August F. Foerste (1932), the following fossils were known:

<i>Rhabdoporella</i> cf. <i>bacillum</i> Stoll.	<i>Camarella</i> sp.
<i>Apidium</i> <i>rotundum</i> Høeg	<i>Parastrophina</i> <i>hemiplicata</i> (Hall) var.
<i>Halysis</i> <i>monoliformis</i> Høeg	» cf. <i>angulosa</i> (Tørnq.)
	<i>Rhynchotrema</i> sp.
<i>Orthis</i> (<i>Plesiomys</i>) cf. <i>porcata</i> McCoy	
» (<i>Dinorthis</i>) cf. <i>pectinella</i> (Emm.)?	<i>Modiolopsis</i> ? sp.
» (<i>Dinorthis</i> ?) <i>subdecorata</i> Reed	
» (<i>Plectorthis</i> ?) <i>hovinensis</i> Reed?	<i>Hormotoma</i> sp.
» (<i>Plectorthis</i>) cf. <i>subfissicosta</i> Reed	<i>Lophospira</i>
» (<i>Herbertella</i>) cf. <i>sinuata</i> Hall?	Euomphalid gastropod
» (<i>Herbertella</i> ?) ? sp.	
» (<i>Nicolella</i>) <i>angulata</i> Reed	<i>Endoceras</i> <i>stenasetense</i> Foerste
» (<i>Horderleyella</i>) <i>bancrofti</i> Reed	» <i>vehnense</i> Foerste
» cf. <i>lyckholmiensis</i> Wysog.	» 2 sp.
<i>Triplecia</i> <i>norvegica</i> Reed	<i>Cyrtendoceras</i> (?) sp.
» sp.?	<i>Orthoceras</i> <i>katuglåsense</i> Foerste
<i>Oxoplecia</i> <i>dorsata</i> (His.)	<i>Geisonoceras</i> <i>strandi</i> Foerste
» <i>vagans</i> Reed	<i>Cycloceras</i> <i>kiæri</i> Foerste
» ?? sp.	» <i>hoelandense</i> Foerste
<i>Stropheodonta</i> <i>katuglåsensis</i> Reed	» <i>trondhjemense</i> Foerste
<i>Rafinesquina</i> cf. <i>semiglobosina</i> (Dav.)?	<i>Palaeonutilus</i> (?) <i>broeggeri</i> Foerste
<i>Chonetoides</i> <i>triangularis</i> Reed	
<i>Leptelloidea</i> cf. <i>delicatula</i> (Butts)	<i>Gonotelus</i> <i>broeggeri</i> Strand
<i>Holtedahlinia</i> ? <i>hirundo</i> Reed	<i>Illænus</i> sp.
<i>Zygospira</i> cf. <i>orbis</i> Reed?	<i>Pliomera</i> sp.
<i>Syntrophia</i> cf. <i>affinis</i> Reed	
<i>Camarella</i> cf. <i>thomsoni</i> (Dav.)	Crinoid stems

The present author has collected well preserved trilobites from the following horizons, the fossils being provisionally determined by Trygve Strand, who also furnished the information mentioned below.

1. Upper Hølonða Limestone, on the south side of the dam at the outlet of the pond Damtjernet near Ven:

Illænus sp., with a longitudinal furrow behind the rachis of the pygidium.

2. Shale intercalated in the Hølonða Limestone, at the winter-road at the pond Damtjernet near Ven:

Agnostus (*Arthrorhachis*) sp. ex. aff. *sidenbladhi* Linnarsson.

3. Shale probably, intercalated in the Hølonða Limestone, to the northeast of Trotland, outside the map area:

Harpes sp.

Illænus sp.

Lichas (sens. lat.) sp.

Nileus sp.

Niobe? sp.

The cephalopods do not display, according to Foerste, any close affinities to known faunas in U. S. America or Canada. According to a more recent communication by professor Troedsson to dr. Trygve Strand it seems that the cephalopods are typically baltic. The affinities of the brachiopode fauna point, according to Cowper Reed, to an Upper Ordovician age. Strand (1932) is most inclined to assume a Chazyan age as probable. The trilobites may, perhaps, give the safest clue to the age. According to information from E. O. Ulrich to Strand (1932) the american genus *Gonotelus* points to an Upper Canadian age. Among the new finds it is *Arthrorhachis*, *Nileus* and *Niobe* which are of particular interest. This assemblage occur in the sections M—N in Newfoundland, in beds of middle and upper Chazyan, corresponding to the British Llandeilian Series; *Niobe* and *Nileus* occur in Glensaul, Ireland, in beds classed with the Llandeilian or lower. Conforming to Scandinavian—Baltic conditions, the horizon should, however, hardly be younger than the British Llanvirnian Series, but possibly older. Following the indications produced by the trilobites, the horizons may be placed in the Llanvirnian or in the Llandeilian Series, the former being, perhaps, at present the most eligible. Incidentally, it may be noted that the divide between the Canadian and the Chazyan is placed in the middle part of the Llanvirnian Series.

The new finds show that the fauna consists of a mixture of Scandinavian—Baltic and American forms, and that it belongs to the fauna province which comprises, inter alia, the Girvan area, Glensaul in Ireland, Newfoundland, and the eastern Appalachians in North America. This corroborates Johan Kiær's assumption of the close affinity between the Hølonða and Girvan areas. Dr. Trygve Strand has very kindly offered to describe the trilobites of the new collections.

5. The Hølonða Porphyrites.

Two distinctly different types of the Hølonða Porphyrites appear in the map area, viz. the Berg type, occurring in the eastern part of the Hølonða area, and the Almås type, appearing in the western part.

Analysis 6		Norm		Mineral composition	
SiO ₂	53.46	Quartz	2.66	Quartz	12.00
TiO ₂	0.90	Orthoclase	10.24	Albite	28.59
ZrO ₂	0.03	Celsian	0.11	Muscovite ¹	1.00
Al ₂ O ₃	17.00	Albite	26.74	Biotite	2.00
Fe ₂ O ₃	2.04	Anorthite	27.01	Hornblende	22.48
FeO	6.11	Diopside	7.25	Epidote	20.08
MnO	0.13	Hedenbergite	4.31	Chlorite	11.66
MgO	4.87	Enstatite	8.76	Titanite	2.22
CaO	8.71	Ferrosilite	5.97	Zircon	0.04
BaO	0.04	Magnetite	2.96	Pyrite	0.02
Na ₂ O	3.16	Ilmenite	1.71	Apatite	0.72
K ₂ O	1.73	Zircon	0.04	H ₂ O	- 0.81
P ₂ O ₅	0.31	Apatite	0.72		
S	0.01	Pyrite	0.02		100.00
CO ₂	nil	H ₂ O	1.50		
H ₂ O + 110°	1.42				
H ₂ O - 110°	0.08				
			100.00		
		Colour Index	31.74		
100.00		Shand classification:	Lime basalt, near Lime andesite		
Gr.	2.954	CIPW classification:	Hessose		

Analysis 6: Andesito-basaltic Hølonða Porphyrite (Almås type), from the south-western side of Almåsåsen, Hølonða. Analyst: Martha Klüver.

¹ In albite phenocrysts.

Outside the map area to the west still another type occurs, which display considerable resemblance to the first type.

The Berg type is a rather normal andesite, see analyses 7 and 8, pp. 480—481, see also Pl. VII, Fig. 1. Thickly tabular phenocrysts of a formerly more basic plagioclase abound; these are now altered into albite with small scales of muscovite and small grains of clinozoisite. Further the rock contains more sporadic phenocrysts formerly consisting of a pyroxene, probably of pigeonite, which is now altered into hornblende and chlorite. These different phenocrysts are embedded in a very fine-grained groundmass consisting of extremely small laths of albite with epidote, hornblende, chlorite, titanite, etc. Sometimes small amygdalæ are filled with chlorite and epidote.

The Almås type differs considerably from the former type, see analysis 6, p. 479, and also Pl. VII, Fig. 2. According to the chemical composition the rock is transitional between basalt and andesite. Examined under the microscope it differs from the Berg type inter alia in the much more crowded phenocrysts of albite and altered pyroxene. The minerals present are albite, hornblende, epidote and clinozoisite, chlorite, titanite etc.

Analysis 7		Norm		Mineral composition	
SiO ₂	53.90	Quartz	2.06	Quartz	8.67
TiO ₂	1.10	Orthoclase	7.46	Albite	44.36
ZrO ₂	0.03	Celsian	0.10	Muscovite ¹	1.00
Al ₂ O ₃	19.14	Albite	39.59	Biotite	2.00
Fe ₂ O ₃	2.02	Anorthite	27.42	Hornblende	2.89
FeO	4.74	Diopside	0.85	Epidote	18.68
MnO	0.14	Hedenbergite	0.40	Chlorite	18.34
MgO	3.58	Enstatite	8.52	Titanite	3.09
CaO	6.71	Ferrosilite	4.72	Zircon	0.04
BaO	0.04	Magnetite	2.93	Pyrite	0.08
Na ₂ O	4.68	Ilmenite	2.33	Apatite	1.14
K ₂ O	1.26	Zircon	0.04	Calcite	0.39
P ₂ O ₅	0.49	Apatite	1.14	H ₂ O	- 0.45
S	0.04	Pyrite	0.08		
CO ₂	0.17	Calcite	0.39		100.23
H ₂ O + 110°	2.13	H ₂ O	2.20		
H ₂ O - 110°	0.07				
			100.23		
	100.24	Colour index	21.01		
- O for S	0.01	Shand classification:	Soda-andesite		
	100.23	CIPW classification:	Andose.		
Gr.	2.865				

Analysis 7: Andesitic Hølanda Porphyrite (Berg type) from the road to the north-east of Berg, Hølanda. Analyst: Martha Klüver.

¹ In albite phenocrysts.

The question as to whether these porphyrites are of intrusive or extrusive character is not easy to decide. Where the immediate contact with the Hølanda Limestone is exposed, for instance on the east side of the ridge Tranemyråsen, the limestone is a little foliated but only just bleached and hardly visibly recrystallized even close to, i. e. 10 cm off, the contact. Some small enclosures of limestone in porphyrite directly above, or almost at the contact, at the northwestern end of the pond Damtjernet near Ven, are also just a little bleached, but very little recrystallized. It is, on the whole, striking how little metamorphosing influence the porphyrite exercises on its substratum. However, one single exception from this rule is observed. Evidently, near the summit of Høgåsen at Stenset, the eastern of the three ridges named Katugleåsen on the ordnance map, extraordinary conditions prevail. Here it appears, in the Hølanda Limestone, a finegrained lime silicate hornfels with abundant epidote, in not inconsiderable distance, perhaps 50 m or more, from the porphyrite contact. Carstens (1922 b)

Analysis 8		Norm		Mineral composition	
SiO ₂	54.58	Orthoclase	6.28	Quartz	5.49
TiO ₂	1.14	Albite	47.13	Albite	48.46
Al ₂ O ₃	18.23	Anorthite	21.58	Muscovite ¹	1.00
Fe ₂ O ₃	2.43	Diopside	4.95	Biotite	2.00
FeO	4.89	Hedenbergite	3.12	Hornblende	10.64
MnO	0.11	Enstatite	4.80	Epidote	17.66
MgO	2.92	Ferrosilite	3.47	Chlorite	11.12
CaO	7.03	Forsterite	0.13	Titanite	2.80
BaO	trace	Fayalite	0.10	Pyrite	0.04
Na ₂ O	5.57	Magnetite	3.52	Apatite	0.99
K ₂ O	1.06	Ilmenite	2.17	Calcite	0.23
P ₂ O ₅	0.43	Pyrite	0.04	H ₂ O	-0.26
S	0.02	Apatite	0.99		
CO ₂	0.10	Calcite	0.23		100.17
H ₂ O + 110°	1.56	H ₂ O	1.66		
H ₂ O - 110°	0.10				
			100.17		
	100.17	Colour index	23.29		
Gr.	2.810	Shand classification: Soda-andesite			
		CIPW classification: Andose			

Analysis 8: Andesitic Hølanda Porphyrite (Berg type) from the east side of Trane-myrråsen, to the south of Ven, Hølanda. Analyst: Martha Kløver.

¹ In albite phenocrysts.

obviously refers to this locality when he assumes a contact metamorphism of beds superimposing the porphyrites of Katugleåsen, and herein finds proof of the intrusive character of these rocks. Actually, the metamorphosed beds are not superimposed on but underlying the porphyrite, but otherwise the conclusion seems natural, considering this locality only. However, at other localities, no such metamorphism has been traced. On the contrary, wholly unmetamorphosed calcareous shales with fossils are found near the porphyrite, for instance at Dam-tjernet, Ven, and at other places. It may also be noted that strong tectonic disturbances exist at Høgåsen, with steep to vertical beds. Considering these facts, the metamorphism at Høgåsen may be ascribed to other circumstances, perhaps an underlying injection, the vicinity of a volcanic vent, etc.

Interesting is the abundant occurrence of fragments of porphyrite in the Hølanda Limestone below the porphyrites, more or less close to the contact. The fragments vary greatly in size, from a few mm and less to 1/2 m and even more. Two examples are shown on Pl. IV, Figs. 1 and 2. In addition to the larger fragment, about 10 cm in dia-

meter, Fig. 1 shows some smaller fragments, about 4—6 mm in diameter, situated above and to the left of the upper end of the greater fragment. In both cases the limestone is brecciated, this being most evident on the weathered surface of the rock of Fig. 2. The matches giving the dimensions, are 5 cm long. All fragments observed consist of porphyrite of the Berg type, or a rock very close to this. These fragments occur in the area of the porphyrite of the Berg type in many localities, e. g. near the farm Skjegstad, at the dam of Damtjernet near Ven (Pl. IV, Fig. 2); between Damtjernet, near Ven, and Tranemyren (Pl. IV, Fig. 1); on the south side of the ridge Tranemyråsen; near the summit of Høgåsen, Stenset; and at the south side of Fjøsåsen, Stenset. However, fragments of porphyrite of the Berg type occur also in the area of the porphyrite of the Almås type, near the contact with this rock, e. g. at Sundset, to the southeast of Gåslandsvatnet and between Krokstad, Hølanda, and Gåsbakken. In the latter locality, fragments are found in calcareous shale. Here a portion of porphyrite of the Berg type, about 2 m thick, also occur, seemingly representing a minor intrusion. Fragments of porphyrite of the Almås type are never observed.

The limestone breccia sometimes occurring together with the porphyrite fragments does not indicate a tectonic breccia, but a breccia formed as a sediment soon after the induration of the rock. Sometimes, as at the dam of Damtjernet near Ven, apparently undistorted fossils (*Illænus* sp.) are also found in the limestone together with porphyrite fragments. Generally, the limestone itself is, as mentioned above, entirely unmetamorphosed. In the author's opinion, the porphyrite fragments may, most naturally, be interpreted as pyroclastic material. This interpretation, especially applying to the Berg type, does not exclude the occurrence of minor intrusions or dikes of porphyrite in the substratum. Within the map area, the porphyrites of both types seem to be placed in one and the same horizon, even if this cannot always be proved because of the partial wedging-out of the Hølanda Limestone. Beds superimposing the Hølanda Porphyrites are not observed in the map area. Whereas the texture of the Berg type is entirely congruent with an effusive origin, this cannot right away be said of the texture of the Almås type. Notwithstanding the near chemical connection between the two rocks, and the similar geological occurrence, the mode of formation of the Almås type seems at present somewhat doubtful. It is hoped, that the question of the nature of the porphyrites will be further elucidated by continued investigation.

The Intermediate Area.

This area represents the northwestern part of the Horg Syncline. Most of the beds can be identified as well with beds of the Hølonða area as with beds of the southeastern area. A correlation of the beds in the whole map area can consequently be accomplished. The beds of the intermediate area are steeply inclined to vertical and, in the northwestern part, generally inverted to the southeast. See sections VII—XI on Figs. 5 and 7.

1. The Venna Conglomerate.

This conglomerate is exposed to the south of the Våtta seter, resting on the Støren Greenstones. The fragments consist of the same calcite rich sandstone found in the conglomerate near Ven, of red jasper and also of some greenstone material.

2. The Hølonða Shales and Sandstones = the Krokstad arenaceous Shale, lower part.

Where the Hølonða Limestone is developed, these beds can be correlated with the Hølonða Shales and Sandstones, but where the limestone is wedged out, they can only be parallelized with the lower part of the Krokstad arenaceous Shale. The rocks consist rather uniformly of grey arenaceous shales, sometimes with thin beds of fine-grained sandstone. The easily disintegrating dark shale of the Skjegstad type is lacking.

3. The Hølonða Limestone.

This limestone was traced from the Hølonða area into the Horg syncline in the region to the south of Ven. Apparently it soon wedges out, preserving, however, a large thickness towards Våtta seter. To the west of the pond Damtjønna, between the Tømme farms and Grøtan, the limestone reappears in a small quarry as a bed only about 5 m thick. The limestone occurring in the Horg syncline is metamorphosed into a bluish grey marble with white calcite veins, or partly into grey or white crystalline marble. Fossils are not observed here.

4. The Krokstad arenaceous Shale, middle and upper part.

Above the Hølonða Limestone follows, mostly in inverted position, a thick series of arenaceous shale, similar to the lower part of the same beds. It is a rather uniform, grey to greenish grey, somewhat



Fig. 7. Geological sections from the northwestern part of the Horg Syncline. 1: Støren Greenstones. 2: Hølanda Shale. 3: Hølanda Limestone. 4: Krokstad arenaceous Shale, upper part. 5: Krokstad Sandstone and Grit. 6: Svarttjern Limestone. 7: Granite boulder conglomerate of Sundsetkjølen. 8: Hareklett massive Rhyolite Tuff. 9: Esphaug bedded Rhyolite Tuff. 10: Tømme black Shale. 11: Volla Conglomerate and Sandstone. 12: Grimsås Rhyolite. 13—15: Horg Series. 13: Lyngstein Conglomerate. 14: Dark shale and 15: grey sandstone, No. 14 and 15 belonging to the Sandå Beds.

sericeous, arenaceous shale, at times with thin beds of grey sandstone. The thickness is large to the southwest, decreasing, however, to a comparatively small thickness towards the northeast.

5. The Krokstad Sandstone and Grit.

The above mentioned arenaceous shale graduates into a sandstone division, occupying parts of the elevated region at the watershed between Hølanda and the valley Gauldal, see Pl. II, Fig. 2, the foreground of the picture. The demarkation between this and the preceding division is transitional, the boundary being placed below the first beds of coarse sandstone. In its typical development the division consists of thick beds of coarse greyish green to almost green sandstone. Frequently thinner beds of fine-grained sandstone also occur, with intercalated arenaceous shale. In the lower and middle part, e. g. on the summit of the ridge Kjølåsen (on the ordnance map named Høgåsen), thick beds of greyish green grit appear, with well worn pebbles up to a size of 0.5—1 cm. The sand grains and pebbles of the coarse sandstone and grit consist of quartz and quartzite, fine-

grained sediments, and sometimes of red jasper and greenstone in subordinate quantity. The grit obviously represents the breccia marked down on Brøgger's map (1877) on Sundsetkjølen. The thickness of this division is also large to the southwest, decreasing in thickness, however, towards the northeast, the size of the grains simultaneously diminishing.

6. The Svarttjern Limestone.

In the uppermost part of the Krokstad Sandstone and Grit a partially not inconsiderable bed of limestone appears. Northwest of the farm Esphaugen, a bed of quite pure limestone 26 m thick, including 1 m shale, was measured, both the lower and the upper boundary of the limestone being covered. To the southwest the thickness diminishes, being only a few m thick, e. g. at Giltjernet. The limestone is metamorphosed to a somewhat crystalline greyish blue marble with white veins of calcite. No fossils were found.

Ad. 3 and 6. The Position of the Kalstad Limestone.

The Kalstad Limestone, situated about 15 km outside the map area and to the southwest, has been identified with the Hølonða Limestone by all previous authors, see Kiær (1932 a). This is due to the fairly similar, stratigraphical position of the two limestones. However, after the establishment of the Svarttjern Limestone, this bed, as far as we know at present, corresponds equally well to the Kalstad Limestone. The identity of the Kalstad and Hølonða Limestones is not ascertained by the fossils. Only two calcareous algae, described by Arbo Høeg (1932), are identical or nearly so, viz, *Rhabdoporella* cf. *bacillum* Stolley and *Halysis* (cf.) *monoliformis* Høeg, and the algae may have a rather wide vertical distribution. Certainly, the limestones represent two different facies developments; the Kalstad Limestone is principally a coral reef limestone with calcareous algae in profusion, brachiopods, etc., whereas the Hølonða Limestone lacks corals but contains brachiopods, cephalopods, trilobites, etc. However, although both contain brachiopods, they have no species in common.

If the Kalstad Limestone, as here assumed, is correlated with either the Hølonða Limestone or the Svarttjern Limestone or a horizon close to these, the outside limits of the age should, from stratigraphical relations, be the Lower Llanvirnian (Langeland Slate) and Middle to Upper Caradocian (Tømme Beds and *Dicranograptus* Shale). The

age determinations of the Kalstad Limestone on the basis of fossils do not, as yet, tell us very much. The brachiopods, according to Cowper Reed (1932), point to an Upper Ordovician age (Ashgillian Series). According to Arbo Høeg (1932) the algae indicate an age contemporaneous with the Mjøs Limestone, between the étages 4 bδ and 4 cα in the Oslo region, or a younger Ordovician age, corresponding to the upper part of the Caradocian Series or the Ashgillian. Johan Kiær (1932 a) presumes that there is a general resemblance of the algae and particularly of the corals in the Kalstad Limestone and in the Llandeilian Stinchar Limestone of the Girvan area in Scotland. As material of comparison, Kiær used collections from the Craighead Limestone, which was regarded as contemporaneous with the genuine Stinchar Limestone. However, E. O. Ulrich (1930) considers the two limestones mentioned to be of different age, the Craighead Limestone being placed in the Balclatchie Stage (Lower Caradocian) or with the Drummock Beds (Upper Caradocian to Ashgillian). If the Kalstad Limestone is correlated with the Svarttjern Limestone, a proximate Lower Caradocian age should be possible; but the age relations may as yet be regarded as rather uncertain.

7. The Conglomerate of Sundsetkjølen.

Somewhat above the limestone horizon a quartz-diorite boulder conglomerate or breccia of inconsiderable thickness and limited distribution appears. The boulders consist of a coarse-grained grey quartz-diorite or granodiorite, with abundant quartz and acid plagioclase, some chessboard-albite and small quantities of dark minerals, i. e. chlorite, representing altered biotite; further laths of secondary muscovite, crystals of titanite and traces of zircon. The rock is very different from the trondheimites, and has a rather precambrian appearance. The boulders are 1.5 dm and even more in diameter, and are, at least in part, angular. The conglomerate or breccia is situated very near to the basis of a large division of volcanic tuffs, perhaps nearer than is shown on the geological map, and it may be possible that the boulders represent detached stones from the substratum brought to the existing surface by volcanic action.

8. The Hareklett massive Rhyolite Tuff.

This division occupies parts of the elevated region at the watershed between Hølonða and the valley Gauldal, including the highest ridge Harekletten. The northwestern boundary is marked in the topography over a long distances through a small escarpment, the massive tuff division being more resistant to erosion than the underlying sandstone division. The tuffs are wholly massive, generally without trace of bedding. The colour of the fresh rock is grey to olivaceous grey. In the field the fragmental structure is only visible on particularly well weathered surfaces, and hardly in fresh rock. The rock consists uniformly of small fragments of rhyolite, from 1 mm and less in diameter up to 4×6 mm in size, rarely larger. These fragments are extremely fine-grained, with traces of fluidal texture. Of minerals are seen very fine flakes of muscovite in great quantities, small grains of clinozoisite or epidote and traces of titanite and magnetite etc. Phenocrysts of quartz and altered plagioclase rarely occur. Besides these rhyolite fragments quartz grains in small quantities of two types are found: one is glassy and, obviously, represents phenocrysts from the rhyolite, whereas the other has a wavy extinction; to the latter type also belong grains of quartzite. Reference may be made to analysis 9, p. 488 and to the microphotograph Pl. VIII, Fig. 1. This remarkable tuff division attains its greatest thickness within the map area, and is thinning out both to the northeast and to the southwest. It is also observed near the outlet of the lake Selbusjøen, 17 to 18 kms farther to the northeast.

9. The Esphaug bedded Rhyolite Tuff, etc.

The massive tuff described above graduates upwards into a bedded division, very much like a common sandstone in appearance, the material consisting, however, predominantly of fragments of the same rhyolite which occurs in the preceding division. Under the microscope the rocks from the two divisions are extremely similar. Besides the dominating fragments of rhyolite the same two types of quartz as in the massive rock are found. However, in this division other sediments in minor quantities occur, viz. beds of common fine-grained sandstone with thin intercalated layers of greenish grey shale, e. g. at the farm Esphaugen, and alternating layers of grey and black shale, e. g. at the road to the west of Kvennabakken. This division wedges out to the northeast.

Analysis 9	Norm	Mineral composition
SiO ₂ 71.46	Quartz 41.80	Quartz 43.67
TiO ₂ 0.36	Orthoclase 17.91	Albite 25.21
ZrO ₂ 0.02	Celsian 0.18	Muscovite 14.89
Al ₂ O ₃ 13.97	Albite 17.51	Epidote 5.91
Fe ₂ O ₃ 1.16	Anorthite 8.41	Chlorite 6.37
FeO 1.78	Corundum 4.15	Magnetite 1.16
MnO 0.03	Enstatite 2.79	Titanite 0.88
MgO 1.12	Ferrosilite 1.44	Zircon 0.03
CaO 2.63	Magnetite 1.69	Pyrite 0.30
BaO 0.07	Ilmenite 0.68	Apatite 0.09
Na ₂ O 2.07	Zircon 0.03	Calcite 1.57
K ₂ O 3.03	Pyrite 0.30	H ₂ O -0.15
P ₂ O ₅ 0.04	Apatite 0.09	
S 0.16	Calcite 1.57	
CO ₂ 0.69	H ₂ O 1.38	
H ₂ O + 110° 1.27		99.93
H ₂ O - 110° 0.11		
	99.93	
	Colour index 11.17	
- O for S 0.04	Shand classification: Potash-rhyolite, near to Soda-rhyolite	
99.93	CIPW classification: Toscanose	
Gr. 2.809		

Analysis 9: Hareklett Rhyolite Tuff from the mountain side to the west-northwest of the farms Midtømme, Horg. Analyst: Martha Klüver.

10. The Tømme black Shale and Mudstone.

This shale is developed rather differently in the northeastern and southwestern part of the map area, the rivulet Kolo approximately forming the divide. To the northeast appears a relatively thick division of black foliated shale, with a grey streak, disintegrating into small slabs. In the topography this quite easily disintegrating shale appears in a longitudinal depression in the woods behind the farms from Moum to Nördtømme, being particularly well exposed in a glen named Tjuedalen.

To the southwest the thickness diminishes, and at the same time the shale passes into a mostly massive, black mudstone with a light grey streak. This mudstone alternates with thin layers and thicker beds of grey tuffaceous sandstone, principally consisting of rhyolite fragments, similar to the Hareklett and Esphaug tuffs. These beds appear, inter alia, in the uppermost steep part of the northwestern slope of the ridge named Grimsåsen on the ordnance map.

Ad 10. The Esphaug fossiliferous boulder.

In the early 'seventies Th. Kjerulf discovered a large fossiliferous boulder measuring about $2 \times 2 \times 4$ m, near the farm Esphaugen. The first fossils, collected by Kjerulf and his collaborators, were described by W. C. Brøgger (1875). Later on the latter visited the locality and cut the boulder practically to pieces, collecting a larger amount of material (Brøgger 1877). Tales of this fossil hunting are still told in the vicinity, even if attributed to professor Amund Helland, and the owner of the farm Esphaugen, Peder Esphaug, has shown me the spot, which is situated immediately to the south of the road nearly 1 km east of the farm, measured along the main road. Only the base of the boulder, measuring about 2×2 m, and some débris, heavily overgrown with moss, remain, the greater part of the rock fragments being used in road-work. The rock consists of tuffaceous sandstone with single pebbles of rhyolite, a few cm in diameter, and traces of fossils. It is identical with the Esphaug bedded tuff and with the tuff beds in the Tømme Mudstone, excepting the size of the single pebbles. Pieces of the fine clastic material mentioned by Brøgger were kindly lent to me by the Palæontological Museum of the University in Oslo. They display the great similarity or identity of this rock with the black Tømme Mudstone, cropping out on the hillside at a distance of less than 1 km to the south or southeast of the boulder. The general glacial movement of the region was about northwestern, glacial striae towards the north in a single locality, in the bed of the stream Kolo, supposedly being deflected. In the opinion of the author, it is, therefore, extremely probably that the boulder may be ascribed to the horizon of the Tømme Mudstone. This coincides so far with the opinion of Brøgger, who decidedly fixed the origin of the boulder to the northwestern side of the ridge Grimsåsen. Brøgger also mentions fossils in outcrops on this hillside. I have crossed the horizon in question several times without observing fossils, the hillside, however, being very heavily covered and overgrown.

The following forms from the Esphaug boulder are described or mentioned by Brøgger (1877), Kiær (1932 a), Cowper Reed (1932) and Størmer (1932):

Nidulites sp.

Cup corals

- Orthis* (*Schizophorella*) *fallax* McCoy
 • (*Plectorthis*) cf. *plicata* Sow.
 • (*Plectorthis*?) *hovinensis* Reed
 • (*Austinella*) cf. *whitfieldi* Winch.
 • (*Pionodema*) aff. *subaequata* Contr.
 • (*Dinorthis*?) sp.
 • (*Platystrophia*) cf. *elegantula*
 McEw. var. *triplicata* McEw.
 • cf. *tricenaria* Contr.

Ptychoglyptus pauciradiatus Reed

Strophomena cf. *planodorsata* Winch.
 and Schuch.?

Raphinesquina cf. *alternata* (Emm.)?

Sowerbyella (*Eochonetes*) cf. *advena*
 (Reed)

Plectatrypa marginalis (Dalm.) var.

Catazyga cf. *anticostiensis* (Bill.)

Zygospira cf. *recurvirostris* (Bill.)

Rhynchotrema cf. *capax* (Contr.)?

• cf. *subtrigonale* (Hall)?

Ctenodonta? sp.

aff. *Holopea* sp.

aff. *Hormotoma* sp.

Euomphalid gastropod?

Bellerophonid gastropod?

Hyolithid

Cephalopods

Illænus sp.

Calymmene sp.

Cryptolithus sp. aff. *concentricus* Eaton
 and Reed

Crinoid stems

According to Cowper Reed the brachiopods point to an Upper Ordovician age. The most reliable guide may, however, be the trilobites, and of these the *Cryptolithus* sp., which resembles *C. concentricus*, according to Størmer decidedly points to a Caradocian age. This determination of age agrees extremely well with the stratigraphical facts, as will be commented on in a subsequent chapter.

Incidentally it may be mentioned that a few badly preserved fossils are collected by Kjerulf from another boulder near Esphaugen, consisting, however, of the Lyngestein Conglomerate. The source of these fossils is, presumably, a huge boulder of this conglomerate, measuring no less than $6 \times 9 \times 5$ m. It is situated on the north side of the road at the divide between the two Esphaugen farms.

11. The Volla Conglomerate and Sandstone.

Above the black shale and mudstone appears a division distinguished by a conglomerate and by weathered fragments of rhyolite. The most conspicuous rock is a dark, and, when fine-grained, almost black sandstone, mottled by light coloured to nearly white grains of feldspars. This rock consists of heavily weathered effusive fragments, apparently of rhyolite, with grains of strongly decomposed

feldspars and glassy quartz and quartzite. The rock has considerable resemblance to the Esphaug bedded tuff, which, however, consists of less weathered fragments; thus the feldspars in the latter rocks are not separable as to colour from the groundmass, the colour of the rock also being different. Other rocks also appear, as massive coarse sandstone beds, lighter in colour, consisting principally of rhyolite fragments, and exhibiting greater resemblance to the Esphaug beds; further of fine-grained grey sandstone in thinner beds. The latter rock appears between the black Tømme shale and the conglomerate beds to the northwest of the Tømme farms. The cobbles in the conglomerate may be up to the size of a fist and more, and well rounded. They frequently occur rather scattered in the tuffaceous sandstone, sometimes, however, in thick beds of normal conglomeratic character. The rocks of the cobbles consist principally of an olivaceous grey rhyolite, profuse in phenocrysts of plagioclase, more or less decomposed, and with more dissipated phenocrysts of quartz in an extremely fine-grained groundmass with trace of fluidal texture. In addition, cobbles of whitish quartzite and of greyish blue unmetamorphosed limestone are observed. These beds form an extremely characteristic division, traced also outside the map area 5 to 6 km to the southwest, viz. to the northwest of the pond Altbjørvatnet.

12. The Grimsås Rhyolite.

The colour of this rock is light grey, or light greenish yellow from epidote, or, rarely, nearly black from finely distributed magnetite dust in almost imperceptible quantities, as near the farms Nordtømme. The microscopic appearance is, however, quite uniform. The rock consists of abundant phenocrysts of generally clear albite, representing in the main the original composition of the plagioclase, and more scattered phenocrysts of quartz in a fine-grained groundmass. The latter is in part extremely fine-grained, with trace of fluidal texture, and, even in the same thin section, somewhat recrystallized. The rock also contains fine scaly muscovite, small grains of clinozoisite or epidote, etc. Frequently the rock is somewhat silicified. The rock is somewhat similar to the rhyolite from the rhyolite tuffs described above, except for the generally clear albite phenocrysts. See the analysis 10 on p. 492 and Pl. VIII, Fig. 2. All observations at hand indicate that the rock occupies everywhere one and the same horizon. At present an effusive origin appears most probable.

Analysis 10		Norm		Mineral composition	
SiO ₂	73.17	Quartz	30.64	Quartz	31.84
TiO ₂	0.15	Orthoclase	19.54	Albite	50.82
ZrO ₂	hardly present	Celsian	0.07	Muscovite	10.01
Al ₂ O ₃	15.77	Albite	38.22	Clinozoisite	3.48
Fe ₂ O ₃	0.14	Anorthite	4.78	Chlorite	3.98
FeO	1.22	Corundum	2.99	Magnetite	0.20
MnO	0.04	Enstatite	1.07	Titanite	0.37
MgO	0.43	Ferrosilite	1.93	Pyrite	0.02
CaO	0.98	Magnetite	0.20	Apatite	0.03
BaO	0.03	Ilmenite	0.29	H ₂ O	-0.72
Na ₂ O	4.52	Apatite	0.03		
K ₂ O	3.31	Pyrite	0.02		
P ₂ O ₅	0.01	H ₂ O	0.25		100.03
S	0.01				
CO ₂	nil		100.03		
H ₂ O + 110°	0.20	Colour index	6.53		
H ₂ O - 110°	0.05				
	100.03	Shand classification: Albite-rhyolite			
Gr.	2.703	CIPW classification: Liparose			

Analysis 10: Grimsås Rhyolite from quarry at the farms Nordtømme, Horg.
Analyst: Martha Klüver.

The Southeastern Area.

Between the Støren and Hovin railway stations the narrow transverse valley of Gauldal intersects the beds, affording favourable sections in the steep sides of the valley, and at times in road and railway cuts. The beds are steeply inclined and inverted to the northeast, see section XII, Fig. 8. Only the upper beds are included on the geological map, but the entire Hovin Series will be cursory mentioned. The terms used by Johan Kiær (1932 a) for the beds in this area are adapted for geological mapping and employed with some modifications.

As the beds close above the Støren Greenstones in the examined part of the area are covered, no conglomerate corresponding to the Venna Conglomerate has, so far, been observed.

1. The Krokstad arenaceous Shale, lower part = The Bjørgen Shale.

The lowest observed member of the series is a greyish green to almost green arenaceous shale, best exposed on the eastern side of the valley. The rocks seem to be rather similar to the middle and

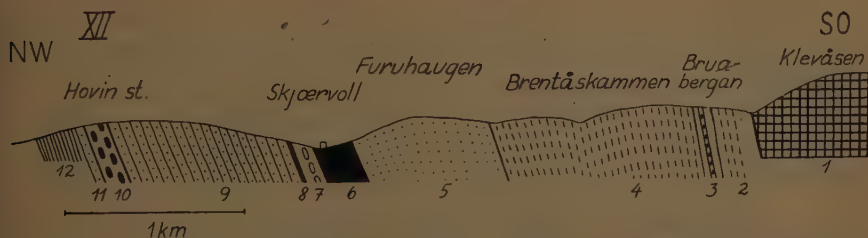


Fig. 8. Geological section from Støren to Hovin. 1: Støren Greenstones. 2: Krokstad arenaceous Shale, lower part. 3: Flagstone horizon with fragments of greenstones etc. 4: Krokstad arenaceous Shale, upper part. 5: Krokstad Sandstone and Grit. 6: Dicranograptus Shale. 7: Volla Conglomerate. 8: Horizon with black shale. 9: Hovin Sandstone s.str. 10—12: Horg Series. 10: Lyngestein Conglomerate. 11: Sandstone and 12: dark shale, No. 11 and 12 belonging to the Sandå Beds.

upper part of the Krokstad arenaceous Shale. The term Bjørgen (Bjørkum) Shale is applied to all shale below the Langeland Slate and Flagstone horizon. As the latter is not developed in the intermediate area, Kiær's term the Krokstad Shale, etc. is extended to comprise also the Bjørgen Shale. In the southeastern area, too, the slate horizon may frequently be difficult to distinguish.

2. The Langeland Slate and Flagstone, and the Bruaberg Conglomerate.

In the railway cuts below the Bruabergan a greyish green to almost green flagstone is well exposed. The rock consists of very thin layers of slate and very fine-grained sandstone alternating, the latter frequently being less than 1 cm thick. It splits easily into large flags with plane surfaces up to a few m in diameter.

This flagstone horizon, apparently, is identical with the slate horizon outside the map area nearly 20 km to the northeast, where there are roofing slate quarries of dark grey slates at the farms Langeland and Bjørgen. According to Kiær (1922 a) this horizon occupies just the same geological position as the flagstone at the Bruabergan. He also maintains the correlation mentioned above. In 1920 a complete specimen of *Trinucleus forosi*, described by Størmer (1932), see also Kiær (1922, 1926, 1932 a), was found on an old slab of roofing slate on the Singsås church in Gauldal. The slate quarries in Flå were disclosed as the origin of this slab, i. e. the quarries at Langeland or

Bjørgen, see P. A. Øyen (1922). According to Størmer this specimen is closely related to the british species *Trinucleus purchisoni* Salter and especially *T. etheridgei* Hicks, which occur in the Arenig Series of Great Britain. The closest resemblance to *T. etheridgei* indicates, according to Størmer, an Upper Arenig age. H. Hicks (1875) and Hopkinson and Lapworth (1875), mention that the latter species is found at the Llanvirn slate quarry in Pembrokeshire, Wales, in the *Didymograptus bifidus*-zone in Upper Arenig, corresponding to the present-day Lower Llanvirnian.

At the railway cut below Bruabergan beds of conglomerate or breccia 0.35 to 2.0 m thick, alternating with beds of finer and coarser green sandstones, appear in the flagstone, the total thickness of the beds of conglomerate and sandstone put together being 8.1 m. The fragments in the conglomerate consist principally of different types of Støren Greenstones; and of red jasper, a single fragment as large as 15×70 cm in size; yellowish white fine-grained calcite marble up to 5×25 cm; a rock very similar to quartz-keratophyr; coarse-grained white quartzite; sandstones; etc. Reference may be made to the paper by Kiær (1932 a, p. 41), which also includes short descriptions of some of the fragments by the present author.

The appearance of mud cracks in the shale filled with sandstone from the superimposed conglomerate is interesting. This feature at once demonstrates the up-down of the beds, and indicates that the sediments occasionally were elevated above the sea level.

The thin conglomerate or breccia appears to be widespread, as it is observed, in the same geological position, rather far outside the map area, viz. to the south of Krokettjernet, more than 10 km from this locality.

3. The Krokstad arenaceous Shale, middle and upper Part.

The rocks of this division are rather similar to the flagstone mentioned above, being greyish green shales intercalated with numerous extremely thin layers of fine-grained sandstone, measuring generally only 0.1 to 1 cm. These sandstone layers are, however, more irregular, whereby the plane parting is lost, the rock assuming a massive character. Intercalated thin beds of fine-grained greenish grey sandstone appear. The thickness of the Krokstad arenaceous Shale, including the flagstone horizon, may be about 1300 m.

These beds are lithologically similar to the corresponding beds of the intermediate area. The latter are, however, more tectonically affected and frequently a little crumpled or folded on a small scale, the external appearance, therefore, being somewhat deviating.

4. The Krokstad Sandstone and Grit.

This division consists principally of beds of greenish sandstones, fine-grained and coarse-grained, with thick beds of grit. The grains of the latter are well rounded and reaches a size of up to 0.5—1 cm. They consist of quartz and conspicuous white quartzite; greenstones in abundance, apparently belonging to the Støren Greenstones; fine-grained sediments; etc. Interbedded in the sandstone, arenaceous shale similar to the rocks of the underlying division also occur. The boundary between the shale and sandstone division of the Krokstad beds is transitional, the divide being placed below the first beds of coarse sandstone. This division corresponds to the upper part of the Krokstad Shale, etc. of Kiær. The thickness may be about 600 m. The beds of sandstone and grit of the present division are almost identical with the corresponding beds of the intermediate area.

5. The *Dicranograptus* Shale.

This division consists principally of very fine-clastic black shales with a grey streak, accompanied by beds of dark sandstone. The shale frequently contains small pyrrhotite grains in abundance, or sometimes extremely thin veins of pyrite, the exposed rock is, therefore, generally covered with rust. The thickness may be about 200 m. This division is entirely similar to the northern part of the Tømme Shale in the intermediate area, except that the latter is not so rich in iron sulphides. They no doubt in the main represent the same horizon.

In the 'eighties (see Getz 1887) graptolites were collected in this black shale on several localities situated between the farm Kvernmoen within the map area, and the farm Ringveåsen outside of it and about 7 km to the northeast. Assar Hadding (1932) determined the following graptolites from these old collections:

Dicranograptus ramosus Hall

— — var. *longicaulis* Lapw.

— — var.

Dicellograptus forchhammeri Geinitz

Leptograptus flaccidus Hall var. *macer* Elles and Wood

Diplograptus truncatus Lapw. aff. var. *pauperatus* Elles and Wood

— *calcaratus* Lapw. cf. var. *basilicus* Lapw.

— cf. *foliaceus* Murch.

Climacograptus bicornis Hall var.

— cf. *caudatus* Lapw.

— sp. aff. *pulchellus* Hadding.

— *brevis* Elles and Wood

According to Hadding this assemblage appears in the zones of *Dicranograptus clingani* and *Pleurograptus linearis* in the Middle and Upper Caradocian Series. It is probable, but not certain, that both zones are represented.

6. The Volla Conglomerate and Sandstone.

The conglomerate belonging to this division is rather poorly exposed, at least much overgrown, near the road on the west side of the valley. For that reason, probably, it has largely been overlooked by previous authors, but pebbles in sandstone from this locality are mentioned by Brøgger (1877), and quoted from him by Kiær (1932 a). However, the conglomerate is well exposed on the east side of the valley, particularly on the bank of the river Gaula, and in a quarry at the farm Vollagjerdet near Vollan. It proved to be persistent within, and also outside, the present area; thus it was located to the southeast of Altbjørvatnet, about 7 km outside the map, to the southwest. This division is separated from the lower part of Kiær's Hovin Sandstone.

The conglomerate may consist of densely packed cobbles in thick beds, or of more scattered cobbles in coarse sandstone or grit. The cobbles are well rounded and frequently of the size of a fist or greater, measured up to 10×20 cm. The conglomerate is distinctly polygenous, with various rocks in abundance. Fragments of light grey to white quartzite and of quartz-porphyry are, perhaps, the most common. The latter rock consists of resorbed quartz phenocrysts, sometimes dihexaëders, in profusion, and more scattered plagioclase phenocrysts in a fine-grained groundmass. This presumably effusive rock differs both from the Hareklett and from the Grimsås Rhyolite. Cobbles of different types of more basic effusives with laths of plagioclase further occur, differing, however, from the Støren Greenstones; and of grey coarse-grained granite; of grey and greyish blue unmetamorphosed limestone, partly with crinoid stems; etc. The sandstones

of this division are coarse-grained, grey or greenish grey, and consist of quartz, quartzite, plagioclase and minor quantities of the acid and more basic effusives mentioned above. The thickness of this division may be about 150 m, the bulk consisting of sandstone.

7. Black Shale near Nylendet.

On the west side of the Gauldal valley, near the small farms Nylendet, an outcrop of black shale occurs. The visible thickness is only about 5 m, the ground, however, being covered on both sides. This thin shale forms the divide between the preceding and following division.

8. The Hovin Sandstone sens. str.

This characteristic division consists mostly of thick beds of a generally dark grey medium-grained sandstone with level surfaces, typically separated by thin layers or beds of dark shale. The thickness of the sandstone beds frequently measures about 1 to 3 m, but may be up to 5 m. To the south of Hovin railway station there is a large quarry of this sandstone. Just north of the quarry cross-bedding in thin sandstone beds display the up-down of the series. The sandstone is calcite bearing, and consists of angular grains of quartz and plagioclase, etc., with scattered sedimented flakes of muscovite and altered biotite. In the Gauldal valley the thickness of this division may be about 500 m.

THE HORG SERIES

The basal conglomerate of this series, the magnificent Lyngestein Conglomerate, is known from the days of Theodor Kjerulf. As long as this conglomerate was the only one known from the upper part of the beds in the Gauldal valley, it was natural to correlate it with the large Hopla Conglomerate in the Ekne area, in the inner part of the Trondheimsfjord, as done by A. E. Törnebohm (1896), the present author (Vogt 1926) and Kiær (1932 a). A consequence of this correlation was that the Lyngestein Conglomerate and superimposed beds should belong to the Ekne Series (Group) of A. E. Törnebohm (1896). However, after the establishment of the Volla Conglomerate, the author has good reason to believe that it is the latter which corresponds to the Hopla Conglomerate, and not the Lyngestein Conglomerate. Thence, the Ekne beds should correspond

to the upper part of the Hovin Series. Accordingly, a new notation must be procured for the uppermost beds in the present area, and the author suggests the term Horg Series.

1. The Lyngestein Conglomerate.

This conglomerate is distinctly different from the polygenous Volla Conglomerate, being prominently a quartzite conglomerate, other rocks occurring only in minor quantity. The fragments are extremely well worn, frequently forming regular ellipsoids or ovaloids, even if the boulders are quite large. Generally, they are closely packed together and touching each other, with minor pebbles and sandstone in the interspaces. The entirely predominating rock is an uniform light grey to white quartzite. Besides, an almost black, very fine-grained quartzite is commonly appearing. A dark blue unmetamorphic limestone frequently occurs, often in more angular pieces; fragments of fossils, particularly crinoid stems, are common in this rock; lighter coloured varieties of unmetamorphic limestones are also found. Quartz-porphyry, with corroded quartz phenocrysts in abundance and more scattered phenocrysts of decomposed feldspar also occur. To the southeast, cobbles of an intersertal quartz-gabbro (quartz-hyperite) appear, with rather large laths of plagioclase and with quartz in minor quantities in the interspaces. A single small pebble of a medium-grained somewhat trondheimite-like rock was found to the southeast, consisting of quartz, acid plagioclase, chessboard-albite and chlorite, altered from biotite. However, it cannot be maintained that this rock actually represents a caledonian trondheimite. Coarse grey sandstone beds in the conglomerate are calciferous and contain grains of quartz, quartzite, a little plagioclase, flakes of muscovite, etc.

Certain differences exist between the conglomerate on the north-western and on the southeastern side of the Horg syncline. This is ascribed to unequal distances from the source of the rock material, especially of the quartzite. This applies to the thickness, the size of the fragments and the amount of sandstone. The thickness is greater, and the size of the fragments larger to the southeast, whereas the amount of sandstone is larger to the northwest. Again, in the southeastern outcrop, the thickness decreases and the quantity of sandstone increases towards the southwest. For instance, the largest fragments measured at one location at Gaua river, in the southeast, was 22×35 cm, but 8×12 cm at Midttømme, in the northwest, see Pl. V,

Fig. 2. At Gaua the thickness was somewhat more than 39 m, whereof 13 per cent are sandstone beds, and above Hovin railway station, farther to the northeast, somewhat more than 65 m, only with some quite insignificant beds of sandstone. The largest thickness evidently appears still farther to the northeast, presumably in the neighbourhood of the hill Lyngesteinen. The evidence points to a supply of rock fragments in an easterly direction. The quartzite fragments may possibly come from Algonkian quartzites belonging to the Quartzite-Shale Series of Bror Asklund (1938) to the east, corresponding to the Ringsaker Quartzite of the Mjøsa area.

2. The Sandå Beds.

The division, the youngest known in the district, may be arranged in subdivisions of dark shale and sandstone. The beds are best exposed on the southeastern side of the Horg syncline. Above the Lyngestein Conglomerate first follows a relatively thin sandstone division, consisting of thin and thick beds of grey sandstone. These beds are underlying a large division of dark shales, extremely well exposed in the Gaulfoss gorge and surroundings. Lowest appear, on the river bank east of the inlet to the gorge, an extremely characteristic rock, consisting of a banded dark grey shale. Thin layers of grey silt measuring 1 mm to a few cm, alternate with almost black shale. The boundary between the silt layers and the shale is sometimes sharp on one side and diffuse on the other. This "varve"-like structure indicates a seasonal deposition. A single very irregular bed of rhyolite tuff also appears, measuring about 30 cm. The disarrangement of this bed is obviously caused by a small slip on the sea bottom. In the gorge itself alternating beds of almost black shale and thin beds of dark fine-grained sandstone follow. All these beds, termed the Gaulfoss Shales, split after a false cleavage and not after the bedding. Crystals of pyrite are distributed in the rocks.

To the northwest of the gorge follows a sandstone division, presumably superimposed on these shales, and consisting of dark grey sandstone beds. This sandstone frequently contains irregular fragments of black shale, indicating that beds in the neighbourhood at times were elevated above the sea level. The rocks of the Sandå Beds give, on the whole the impression of having been formed in shallow water.

CORRELATIONS WITHIN THE MAP AREA

As to the stratigraphical correlations within the map area, reference may be made to the table p. 501. Tentatively are added the British subdivisions, being the most convenient for this part of the Caledonids. Underlying the Langeland Slate of probably Lower Llanvirnian age, the Støren Greenstone Series may belong to the Skiddavian and possibly also lower. The break between the Støren Series and the Venna Conglomerate is evident. The rocks belonging to the former series were probably also somewhat metamorphosed before the deposition of the conglomerate.

The Hølonða Limestone to the northwest and the Langeland Slate to the southeast are both occurring far down in the Krokstad Shale, but do not appear together within the map area. However, it seems that a part of the Gaustadbak Breccia may be correlated with the thin Bruaberg Breccia, which is intercalated in the Langeland Slate and Flagstone horizon. Both breccias contain fragments from the Støren Greenstones, both display indications of an elevation above the sea level, and both appear in approximately the same stratigraphical position. The Bruaberg Breccia may particularly be correlated with some horizon in the upper part of the Gaustadbakk Breccia. The Hølonða Limestone may thence be somewhat younger than the Langeland Slate. So far, this is in accordance with the evidence obtained from the fossils, which is, however, not quite definite.

The approximate identity of the Krokstad Shale and Sandstone on both sides of the Horg syncline, is supported by stratigraphical and lithological evidences. It is remarkable that fragments from the Støren Series appear so high up in the series as in the Krokstad Sandstone and Grit. Incidentally it may be observed that the boundary between the Krokstad Shale and the Krokstad Sandstone is indicated on Kjerulf's old geological map (1879); the Hovin Sandstone Group of Kjerulf includes the Krokstad Sandstone and superimposed beds, whereas the Krokstad Shale is incorporated in the Støren Group to the southeast and in the Hølonða Group to the northwest.

The Tømme Beds, with the fossils of the Esphaug boulder, may principally be correlated with the *Dicranograptus* Shale. In both cases the fossils indicate a Caradocian age; the beds are similar, and occur in the same stratigraphical position. Previous authors have placed this fossiliferous boulder with the Hovin Sandstone; but Brøgger

Northwestern Area		Intermediate Area		Southeastern Area	
		2. Sandå Beds 1. Lyngestein Conglomerate			
		Break			
	Absent	2 Grimsås Rhyolite		2. Hovin Sandstone	
		1. Volla Conglomerate		1. Volla Conglomerate	
		Break ?		Break	
		9. Tømme black Beds with <i>Cryptolithus</i> and Rhyolite Tuff		5. <i>Dicranograptus</i> Shale	
		8. Esphaug bedded Rhyolite Tuff			
		7. Hareklett massive Rhyolite Tuff			
		6. Svarttjern Limestone			
		5. Krokstad Sandstone		4. Krokstad Sandstone	
		4. Krokstad Shale, middle and upper Part		3. Krokstad Shale, middle and upper Part	
		3. Hølanda Limestone			
		2. Hølanda Shale, or Krokstad Shale, lower Part		2. Langeland Slate with <i>Trinucleus</i> , and the Bruaberg Breccia	
				1. Bjørgen Shale, or Krokstad Shale, lower Part	
		1. Venna Conglomerate		(Venna Conglomerate)	
		Break		Break	
		Støren Greenstones		Støren Greenstones	

(1877) may, perhaps, have used the term in an extended sense, covering a greater part of the Hovin Series, and subsequently the district has not been closely studied. This classification does not, however, agree very well with the stratigraphical evidence, particularly not after the establishment of the Volla Conglomerate. However, this discrepancy has vanished, as the geological conditions in the intermediate area have proved to be quite different from those previously supposed. The correlation with the Hovin Sandstone can no longer be contended. In the Tømme Beds and in the *Dicranograptus* Shale obviously two contemporary Caradocian faunas are preserved: To the northwest a shelly facies, and to the southeast a graptolite facies.

In the black Tømme mudstone, beds of rhyolite tuff of the same type as in the Esphaug and Hareklett Rhyolite Tuffs are intercalated. The latter tuffs, presumably being rather quickly deposited, may well be contemporaneous with the lower part of the *Dicranograptus* Shale. This assumption is supported by the occasional appearance of partially dark shales in the Esphaug bedded Tuff, and by a thin bed of black carbonaceous shale at Giltjernet, just below the Hareklett massive Tuff, not previously mentioned. On the other hand, grains of quartzite, etc. appear in small quantities in the tuffs, adverting to an association with the Krokstad Sandstone. However, the close connection with the Tømme Beds rather decidedly indicates a Caradocian age.

The Volla Conglomerate and Sandstone are rather differently developed on both sides of the Horg syncline. This applies to the sandstone material, which appears in great quantities in both places. To the northwest it consists almost exclusively of rhyolite tuff, for the most part heavily weathered, whereas, to the southeast, it is chiefly made up of quartz and quartzite grains and only subordinately of grains of effusives. However, this difference is consistent with the great volcanic activity in the intermediate area, which is lacking in the southeastern. In the latter, the boundary below the Volla Beds seems to be very marked, which can hardly be said of the one in the former area. To the southeast a break is assumed. To the northwest, however, a break seems more doubtful; the interval is, perhaps, bridged by volcanic tuffs. The stones in the conglomerates on both sides of the Horg syncline are, indeed, more similar, except that the acid volcanic rocks on both sides are slightly different. Obviously they are derived from different sources.

In the intermediate area the Lyngestein Conglomerate rests on the Grimsås Rhyolite, which is lacking in the southeastern area, and in the latter on the Hovin Sandstone, which is not found in the intermediate area of the map. However, outside the map, farther to the southwest, rocks appear which probably are equivalent to the Hovin Sandstone. The deficiency of these beds in the district mentioned may tentatively be ascribed to an erosion before the deposition of the Lyngestein Conglomerate. The lower boundary of the latter is sharp, with indications of unevennesses in the substratum formed by erosion. Accordingly, a break below the Lyngestein Conglomerate is maintained.

SOME STRATIGRAPHICAL CORRELATIONS

The Trondheim Region.

A few typical areas in the Trondheim region should be mentioned, see correlation table p. 504. To the north of the lake Foldsjøen, about 5 to 7 km south of Hommelvik railway station, the lower part of the Lower Hovin Series is disclosed. Above typical Støren Greenstones with pillow structures and breccias follow, in inverted position, sandstones and shales with a bed of conglomerate. Next occurs the Nyhus crinoid-bearing Limestone, mentioned by Kjerulf already in 1871. It proved to be a thin bed of dark bluish grey limestone with very indistinct traces of crinoid stems, the visible thickness being only about 2 m. This bed may approximately be correlated with the Hølonða Limestone. Further to the north sandstones and shales follow, but are not closely examined.

In the vicinity of Hommelvik, on the north side of the syncline, thick beds of sandstone with beds of conglomerate, superimposed on a dark shale, appear. The conglomerate is polygenous, with cobbles of different types of light grey granites, quartzites and acid effusive rocks. This conglomerate exhibits a very great similarity to the Volla Conglomerate. It is underlying thick beds of sandstones, with thin layers of shale between the beds, resembling very much the Hovin Sandstone.

An important geological section is located at Åsen to the south of the Ekne area. It is mentioned by A. E. Törnebohm (1896) and was visited cursorily by the present author in 1924 (Vogt 1926). During the last few years, however, it was unfortunately considered

Correlations between Beds in the Trondheim Region.

	Horg	Hommelvik	Ekne-Åsen	Kjølahaugene
Horg Series	Gaulfoss Shale } Sandå Beds Lower Sandstone } Lyngestein Conglomerate			Rastrites Shale Sandstone Quartzite Conglomerate
	Break			
Upper Hovin Series	Hovin Sandstone Volla Conglomerate	Hovin Sandstone Polygenous Conglomerate	Hovin Sandstone } Ekne Hopla Conglomerate } Series	
	Break	Break	Break	
Lower Hovin Series	Dicranograptus Shale Krokstad Sandstone Krokstad Shale p. p. Helønda Limestone Krokstad Shale p. p. Langeland Slate Bjørøen Shale Venna Conglomerate	Dark Shale ? Nyllus Limestone Sandstone and Shale Covered	Shales, etc. Thick Limestone? Shale Roofing Slate Shales, with thin Limest.? Sokvola Breccia?	
	Break	Break	Break	
Støren Series	Støren Greenstones	Støren Greens/ones	Støren Greenstones	

inadvisable to revisit this very interesting area. Superimposed on the Støren Greenstones, in the mountain Stokvola, the Stokvola Greenstone Breccia of Törnebohm occurs. After the investigations at Hølonda it is not quite clear if this breccia may be correlated with the Venna Conglomerate or if it belongs to the greenstone breccias in the Støren Greenstone proper. The former correlation may, however, be probable; if so, the term of Törnebohm should be retained for this conglomerate in the Trondheim region.

Above the Stokvola Breccia or Conglomerate follows a division of shales and some sandstone with a normal and steep dip to the north. These beds obviously correspond, in the main, to the Krokstad Beds at Horg. To the south of Åsen church a roofing slate horizon with trails probably of trilobites, etc. appear in these beds. About 1 km to the east, viz. to the south of Åsen railway station, an upper thick, partially brecciated bed, and a lower thin bed of limestone occur. The relation between the slate horizon and the limestones is not examined. However, the beds appear rather close together, and it seems that the slate horizon may be placed between the two limestones. The slate may preferably be correlated with the Langeland Slate, and the upper thick limestone with the Hølonda Limestone.

On the south side of the lake Hammervatnet follows the Hopla Conglomerate, resting farther to the west, at Hellem, on a limestone. This thick conglomerate is well exposed in the road cuts between the western end of Hammervatnet and the farm Hopla. Beds of coarse-grained and more fine-grained sandstone alternate with thick beds of conglomerate with well rounded ellipsoidal stones up to 3 dm in size. The conglomerate is polygenous, with fragments of various types of granite, partially very similar to Precambrian granites e. g. in the Ørlandet area; further, of quartzite, an effusive porphyrite rock of intermediate composition, etc. Angular fragments of shales, particularly black shale, also occur. In the opinion of the author it is extremely probably that this conglomerate corresponds to the Volla Conglomerate. In this location sandstones, so far not closely examined, is superimposed on the conglomerate.

Another section in the Ekne area was studied in 1937, viz. at the south side of the Trondheimsfjord between the Skogn (Alstadhaug) and Ekne churches. On the Fiborg peninsula the Støren Greenstones appear, and in the upper part, i. e. to the southwest, with a greenstone conglomerate. Close above the latter follow thick conglomerate beds

alternating with sandstone beds in two small promontories. The fragments consist of granite, quartzite, etc., cemented by ordinary sandstone. Törnebohm (1896) seems to have traced this conglomerate in connection with the Hopla Conglomerate, which it certainly resembles. Upwards follows a large division of thick and thin sandstone beds, with intercalated thin layers of shale. The sandstone is calciferous and somewhat metamorphosed, with newformed sericite and clinozoisite, and is correlated with the Hovin Sandstone, which it resembles. Incidentally, it may be noted that the areas mentioned (at Hommelvik and at Åsen-Ekne) belong to the same northwestern synclitorium in the Trondheim region as the Hølanda—Horg area.

On the low mountain Malbuheia, on the ordnance map Steinkjer, a sandstone and conglomerate division appear in a small syncline. On the summit the cobbles are well rounded, of size up to a cocoa-nut or head, and more, and consist chiefly of grey granites. After a cursory examination in 1924 the author had the impression that this division rests on the Precambrian substratum with a great unconformity. It is tentatively correlated with the Volla Conglomerate. The author has studied the base of the Cambro-Silurian series on several localities in the northwestern part of the Trondheim region, but nowhere encountered similar conditions. A conglomerate on the hill Geværsteinen, on the ordnance map Skjørn, not visited by the author, may, perhaps, occupy the same position as the Malbuhei Conglomerate.

Törnebohm (1896) further distinguishes the following areas with rocks belonging to the Ekne Group: 1. Conglomerates in the Stjørdal valley, which must be more closely studied before it is appropriate to discuss them. A thick division of sandstone, probably corresponding to the Hovin Sandstone, occurs in this valley. This calciferous sandstone is metamorphosed and contains new-formed acicular hornblende, representing the needle-sandstone of Kjerulf (1883). 2. A small area to the northeast of the Mosviken church, which is probably made up of Støren Greenstones. 3. A large area to the northwest of Steinkjer. The author has not seen very much of this area, but so far no rocks to be correlated with the Upper Hovin Series have been detected. 4. A large area to the north of the great lake Snåsavatnet, which is actually made up of Støren Greenstones, see a note by the present author (1926).

The only discovery so far of Silurian fossils in the Trondheim region is that by Alfred Getz (1887) from the mountains Kjøla-

haugene close to the Swedish-Norwegian border, on the ordnance map Meraker. The fossiliferous shales apparently represent the youngest beds in a small syncline. According to Getz, the following beds appear: 1. Sandstone beds, lowermost. 2. Conglomerate beds with cobbles of quartzite and marble, by Törnebohm expressly termed a quartzite conglomerate. 3. Sandstone beds. 4. Black and grey shale, uppermost. This shale contains graptolite species belonging to the genera *Monograptus* and *Rastrites*. According to information from Miss Gertrude E. Elles to Johan Kiær (1932 a), the zones of *Monograptus convolutus* and *Monograptus sedgwicki* are probably both represented. They belong to the upper part of the Middle Llando-verian and lowermost part of the Upper Llando-verian Series of Great Britain.

The Otta Serpentine Conglomerate from the Otta valley in Gudbrandsdalen (se Vogt, 1916) is also traced into the proper Trondheim region, on the southeastern side of the Trondheim synclinorium. Recently it was discovered as far to the northeast as the Røros area by Leiv Gjessing, my geological assistant in that area. The fossils found in this conglomerate in the Otta valley and described by Herman Hedstrøm (1930) display an age corresponding to the *Expansus* Shale (3 c β) and the *Orthoceras* Limestone (3 c γ) in the Oslo region. These horizons correspond broadly to the lower part of the Llanvirnian Series in Great Britain. The Langeland Slate in Gauldalen is ascribed to about the same age, and it seems, therefore, natural to correlate the Otta Conglomerate with the Bruaberg Conglomerate, which is contemporaneous with the Langeland Slate horizon. However, the difference in age between the Bruaberg and the Venna (Stokvola) Conglomerates may be insignificant, and the Otta Conglomerate may, perhaps, as well be contemporaneous with the latter. This is, more or less, in accordance with previous correlations (see V. M. Goldschmidt 1916, C. W. Carstens 1920, p. 136 and Th. Vogt 1928, p. 102), which is extensively corroborated by more recent data based on fossils.

The lowermost series of the Cambro-Ordovician strata of the Trondheim region is not encountered within the map area, but may conveniently be mentioned here, particularly as to the question of denomination. The term Røros Group is at present applied to Cambro-Ordovician sediments below the Støren Series. However, this term is felt to be extremely unsatisfactory for the northwestern part of the Trondheim region. During the last years, the author, assisted by

various geological collaborators, has made detailed investigations in the Røros area. The latter is situated in the southeastern part of the Trondheim synclinorium, and about 100 km from the northwestern part. Despite the fairly detailed investigations, it has not, as yet, been possible to correlate, even broadly, the beds on both sides of the synclinorium. This is particularly due to the fact that effusive rocks corresponding to the Støren Greenstones either are lacking, or their presence in the Røros area are, at least, very questionable. Furthermore, the stratigraphy and tectonics in the Røros area are rather difficult to unravel, as guide zones mostly are lacking. The only indication is that both series appear low down in the series of strata. Therefore, in the opinion of the author the term Røros Series cannot be applied in the remote northwestern part of the Trondheim region, at least not at present. Th. Kjerulf (1875), who introduced the term, did not use it for beds situated to the northwest. On his geological map he marked, with the same colour, the lowest beds to the southeast as Røros Schist, and the lowest to the northwest as Trondhjem Schist. Neither can Kjerulf's term Trondhjem Schist be applied, as the beds in question do not actually appear at Trondheim. The term Brek Schist Group of Törnebohm (1896) may, however, be useful. On the type locality the group includes, in fact, a greater part of the sediments below the Støren Greenstones, which are clearly defined in this area. However, the lowermost division, a hornblende porphyroblast schist, is excepted, and is, for petrological reasons, included in the Røros Group. Meanwhile, Törnebohm himself discusses the possibility that this lowermost schist may represent a more high-grade metamorphosed part of the Brek Schist Group. To avoid the introduction of a new term, it is proposed to include this lowest schist in the latter group. The Brek Series comprise, then, the beds above the Sparagmitian Beds or other Precambrian rocks and the beds below the Støren Greenstones in the northwestern part of the Trondheim region. The term Røros Series is reserved for more or less contemporary divisions, as yet not closely defined, in the southeastern part of the same region.

Western Norway.

Reference may be made to previous correlations between beds in the Trondheim region and in western Norwegian areas by C. W. Carstens (1920, pp. 139—143), Thorolf Vogt (1928, pp. 101—108)

Correlation between Beds in the Trondheim Region and the Western Norway.

	Trondheim Region		Os	Stord	Karmøy
Horg Series	Sanda Beds	Rastrites Shale	Rastrites Shale		
			Stricklandinia Shale and Limestone of Ulven-Vaktdal (6 c)		
		Lyngestein Quarzitic Conglomerate	Quarzitite and Quarzite Conglomerate of Skarpefjell	Quarzitite Sandstone?	Quarzitite Conglomerate of Ryvingen?
		Break	Break?		
Upper Hovin Series [Ekne Series]			Schist?	Orthograptus Shale	
		Hovin Sandstone	Coral Limestone of Kuven-Valle (5 a)	Coral Limestone of Limbuviken (5 a)	Sandstone, etc. of Tjøstheim (4 d or 5 a)
			Schist	Shale	
		Volla (Hopla) polygenous Conglomerate	Moberg polygenous Conglomerate	Polygenous Conglomerate	Polygenous Conglomerate of Skudeneset
Lower Hovin Series		Break			
		Dicranograptus Shale			
		Krokstad Beds			
		Venna (Stokvola) Conglomerate			
Søren Series Brek Series		Break			
		Søren Greenstones	Greenstones	Greenstones	
		Schists and Limestone	Schist	Schists and Limestone	
				Large break	Large break?

and Johan Kiær (1929, pp. 41—46), particularly to the latter. After the present investigation of a type area in the Trondheim region, a reconsideration may, perhaps, be in order, see the table p. 509. The author had the privilege to visit the Os and Stord areas under the versed guidance of the professors C. F. Kolderup and N.-H. Kolderup.

The most complete succession of beds with fossil horizons is found in the Os area to the south of Bergen. This area was described by Hans Reusch (1882), who made his remarkable discovery of three different fossil horizons in the more or less metamorphosed rocks. Recently C. F. and N.-H. Kolderup (1940) have published an excellent geological map of the area with short descriptions of the rocks. Descriptions and determinations of the fossils are contained in a paper by Kiær (1929). The beds are vertical, or nearly so, and the order of succession is difficult to decide. Apparently there exist two synclines divided by a large intrusion of gabbro: one in the district of Os proper, including Ordovician beds, and another, in the district of Ulven, with Silurian beds. From below, and principally from the south, the following beds are disclosed.

1. Lower mica schists. 2. Green schists and greenstones, correlated with the Støren Greenstones. 3. The polygenous Moberg Conglomerate, with cobbles of green schists and greenstones, amphibolites, trondheimites, quartzites and limestones, supposedly corresponding to the polygenous Volla (Hopla) Conglomerate in the Trondheim region. According to C. F. and N.-H. Kolderup, the "chloritic sparagmite" of Reusch, on the north side of the syncline, containing also a polygenous conglomerate, may represent this and, perhaps, the preceding division. 4. Mica schists. 5. Coral-bearing limestone or marble at Kuven—Valle—Heglandsdalen. According to Kiær this corresponds to the Gastropod Limestone (étage 5 a) in the Oslo region, i.e. to the upper part of the Ashgillian Series. The limestone bed is intercalated in schist, but occupies principally the central part of the presumed syncline.

On the north side of the large gabbro intrusion follows: 6. Quartzite and quartzite conglomerate, inter alia on the hill Skarpefjell. The stratigraphical position of these beds corresponds to that of the Lyngstein Quartzite Conglomerate and particularly the quartzite conglomerate at Kjølahaugene. The agreement as to the rock in the cobbles of these conglomerates is remarkable. 7. Mica schist and calcareous nodules with *Stricklandinia lens*, etc., according to Kiær corresponding

to the *Stricklandinia* Shale and Limestone (étage 6 c), with abundant occurrence of this species, in the Oslo region, i.e. to the Middle Llandoveryan Series. 8. *Rastrites* Shale at Ulven. According to information submitted by Gertrude Elles to Kiær (1929) *Rastrites peregrinus* Barr. is present, belonging to the zone of *Monograptus convolutus*, uppermost in the Middle Llandoveryan Series. This zone is also represented at Kjølahaugene in the Trondheim region. According to Astrid Monsen (C. F. and N.-H. Kolderup 1940), *Rastrites maximus* is discovered in another locality at Ulven. This indicates the zone of *Monograptus turriculatus*, far down in Upper Llandoveryan. The zone of *Monograptus sedgwicki*, between these two horizons, is not established at Ulven, where it may be anticipated, but probably occurs at Kjølahaugene.

The area in the neighbourhood of Limbuviken at Stord was described by Hans Reusch (1888), who discovered the fossil horizons on this locality, and by Johan Kiær (1929), who also examined the fossils collected by Reusch, C. F. Kolderup and others. Petrological descriptions of some rocks by the present author (1929) accompanies the paper of Kiær. The original order of succession is difficult to decide, not least because of strong tectonic disturbances. The following tentative sequence seems probable and conforms to that advanced by Kiær: 1. Mica schists e. g. at Lervik, with limestone, lowermost. 2. Effusive greenstones, corresponding to the Støren Greenstones. 3. A very thick polygenous conglomerate, with cobbles consisting of various types of effusive greenstones; rhyolites with phenocrysts of corroded quartz and plagioclase, similar to quartz porphyries in the Volla Conglomerate; granites of various types; saussurite gabbro; quartzites and sandstones; red jasper; limestones; etc. The author (1929) designated some granitic rocks with abundant plagioclase in this conglomerate as trondheimites. They differ, however, somewhat from the genuine Caledonian trondheimites, and are not necessarily identical with them. I should prefer to term them trondheimite-like rocks. This conglomerate probably corresponds to the Volla (Hopla) Conglomerate. 4. Shales with fragments of effusive rocks. 5. Limestone beds with corals and other fossils, e.g. at Limbuviken. According to Kiær they correspond to the Gastropod Limestone (étage 5 a) in the Oslo region, and also to the fossiliferous limestone at Kuven—Valle in the Os area. 6. Shales. 7. Black *Orthograptus* Shale. According to Gertrude Elles (Kiær 1929) it belongs to the zone of

Orthograptus vesticulosus in the lower part of the Lower Llandoveryian Series. As pointed out by Kiær it is noteworthy that this shale follows conformably, and without interposed coarse-grained sediments, the shales and limestones No. 6 and 5. 8. The "diabase" of Reusch. It is not decided whether this rock is of effusive or intrusive origin. It is very fine-grained and with minute laths of plagioclase, but the effusive character must be checked by field studies. The stratigraphical position of this rock is also questionable. 9. Thin shale? 10. Quartzitic sandstone, which possibly may be correlated with the quartzite and quartzite conglomerate at Skarpefjell, etc. in the Os area. Farther to the north the beds are cut by a large intrusion of granite.

The recent remarkable discovery of fossils by Fridtjov Isachsen (Broch, Isachsen, Isberg, Strand 1940), on the southern part of the large island Karmøy is of great interest. The lowest sedimentary division known in this area may, probably, be the large polygenous conglomerate at Skudeneset, etc., with cobbles consisting of effusive greenstones, effusive quartz porphyrites, granites (trondheimites), etc. This conglomerate, most naturally, corresponds to the polygenous conglomerate at Stord and Os, as presumed by Isachsen. A fossiliferous division, probably superimposed on this conglomerate, follows at Tjøstheim, etc., consisting chiefly of sandstones with intercalated thin beds of shales, and conglomerate. The fossiliferous beds may correspond to the étage 4d or 5a in the Oslo region, both zones belonging to the Ashgillian Series. The Tjøstheim beds may correspond to the Coral Limestones at Stord and Os or, perhaps, to a somewhat lower horizon. The latter alternative seems justifiable from a stratigraphical point of view. It is of interest to note that the sandstone division at Tjøstheim, etc. may, broadly, be contemporaneous with the Hovin Sandstone in the Trondheim area.

THE VOLCANIC ROCKS

A synopsis of the volcanic rocks in the Hølonða—Horg area is given in the table on p. 513. The Støren Greenstones underlie beds of probably Lower Llanvirnian age, indicating a Skiddavian age of the volcanic rocks. Investigations on the island Smøla in Møre has previously yielded a similar age. On this island Hans Reusch (1914) discovered basic lavas and traces of fossils in an intercalated cherty

Volcanic Rocks in the Hølonda-Horg Area.

Upper and Middle Llandoveryian	Horg Series	Thin layer of rhyolite tuff in Gaulfoss Shale. Thickness 0.3 m
Lower Llandoveryian	Upper Hovin Series	Grimsås Rhyolite. Thickness about 50 to 500 m
Ashgillian		
Caradocian	Lower Hovin Series	Esphaug bedded Rhyolite Tuff. Thickness from 0 to about 700 m. Hareklett massive Rhyolite Tuff. Thickness about 200 to 1000 m
Llandeilian		Hølonda andesitic Porphyrites. Hanging wall not exposed. Thickness perhaps a few hundred meters.
Llanvirnian		
Skiddavian	Støren Series	Støren Greenstones. Principally metamorphosed basalts and pyroclastic material of basaltic composition, with small amounts of intermediate and more acid effusives, and insignificant injections of quartz-keratophyre. With pillow structures and thin layers of jasper. Thickness about 2500 m at Støren.

limestone. Olaf Holtedahl, on several occasions (1915, 1918, 1919, 1924), described and discussed the fossils from Smøla, which proved to belong to the american-arctic faunal province and to be of Canadian age. These important attainments were subsequently corroborated by Trygve Strand (1932 b). The basic lavas from Smøla were described by C. W. Carstens (1924) and classed with the Støren (Bymark) Grenstones. Undoubtedly, the Støren basaltic Greenstones are generally contemporaneous with basaltic volcanic rocks of early Ordovician age in Great Britain. At that time the centre of volcanism there was in the southern part of Scotland, viz. in Southern Uplands and in Highland Border areas, and the Ballantrae Volcanic Rocks, of Lower Skiddavian age, may be distinguished as close counterparts of our rocks. But volcanic rocks of a similar age also occur in other parts, especially in various Welsh areas.

The Hølanda andesitic Porphyrites may probably be of Llandeilian age. Volcanic rocks of a similar age are known in various areas of Great Britain, but the centre of volcanism was in Northern England. The closest counterpart to our rocks may be the Borrowdale Volcanic Series in the Lake District, where andesites seem to be the most prominent rocks.

The Hareklett and Esphaug Rhyolite Tuffs are situated below the fossiliferous Tømme Shale Horizon, and may be of Caradocian age. In Great Britain the rhyolites are the most prominent volcanic rocks of that age. These rocks are represented especially by the Snowdon Volcanic Series in Northern Wales, and by the Jarlside Volcanic Rocks in the Lake District and Cross Fell in Northern England.

The Grimsås Rhyolite or Quartz-porphyry, probably representing an effusive rock, appear above the Volla Conglomerate and may apparently be of Ashgillian age. The volcanism in Great Britain is diminishing at this epoch, but rhyolites are known *inter alia* in the Peebles-Broughton area in the Central and Southern Belt of the Southern Uplands in Scotland.

As far as known, the volcanism in the Hølanda—Horg area practically expired at the close of the Ordovician period. Intercalated in the Gaulfoss Shales, which tentatively is placed in the Middle or Upper Llandoveryan, only a quite insignificant bed of rhyolite tuff appear.

Outside the Hølanda—Horg area volcanic rocks younger than the Støren Greenstones are not as yet known in the Trondheim region, except the Hareklett Rhyolite Tuff which is found close to the western end of the lake Selbusjøen. C. W. Carstens (1920) has assumed the existence of younger volcanic rocks in various areas in the Trondheim region. However, the greenstones to the north of the lake Jonsvatnet near Trondheim probably belong to the Støren Series. The extended area from Skatval to the Levanger district consists, in the southern part, of Støren Greenstones, and in the northern part of intrusive amphibolites in the Brek Series. The origin of the rocks in the area to the west of Røros is not as yet quite clear; probably they consist of intrusive amphibolites, but if they should happen to be effusive origin, they may belong to the Støren Greenstones.

Among the volcanic rocks mentioned, the Støren Greenstones are beyond comparison the most extensive. Indeed, the basic volcanic

rocks in areas of Great Britain, in Western Norway, in the Trondheim region and in Southern Lapland in Sweden form an extended and, at least partially, connected basalt belt with contemporaneous volcanism in early Ordovician time. The general trend of this belt coincides with the later Caledonian folding zone. The basalt eruptions of this belt may decidedly be considered as the first great revelation of the forces which in much later time produced the Caledonian orogeny proper.

The establishment in the Hølanda—Horg area of volcanic rocks younger than the Støren Greenstones indicates, perhaps, a greater correspondance between the British and the Norwegian part of the Caledonids than previously evident. It is remarkable that the general trend of the magmatic differentiation seems to proceed on parallel lines which are also co-ordinated as to time. In the Trondheim region the series including basalt, andesite and rhyolite seems to be extruded at the Skiddavian, Llandeilian and Caradocian-Ashgillian epochs respectively. In Great Britain the younger effusive rocks are far more extensive and also much more varying. But a general tendency in the same direction is certainly perceptible also here.

The series of volcanic and intrusive rocks in the Hølanda—Horg area is metamorphosed to such an extent that the original minerals have disappeared. The present minerals are quartz, albite, hornblende, epidote, chlorite, muscovite, etc., and the differentiation series can no more be characterized by its minerals. One is dependent on the chemical composition, which is not always quite reliable because of the extraction particularly of lime in rocks with abundant chlorite and small quantities of hornblende. Anyway, in order to obtain, as closely as possible, the original composition, the rock specimens were selected among the less metamorphosed types.

The volcanic series, comprising the Støren Greenstones, the Hølanda Andesites and the Grimsås Rhyolite, exhibits a decided prevalence of soda in proportion to potash. This appears from the following table, where the figures affixed indicate the number of the analyses in the present paper and the average composition of Daly (1933), respectively.

<i>Hølanda—Horg etc.</i>	<i>K₂O : Na₂O</i>	
Støren Greenstones	1.2	1 : 180
Hølanda Andesites	6.7.8	1 : 3.3
Grimsås Rhyolite	10	1 : 1.4

Average Compositions Daly.

Plateau basalt	60	1 : 3.8
All andesite	49	1 : 1.8
All rhyolite	5	1 : 0.76

The appearance of plagioclase (albite) phenocrysts also in the rhyolites is in accordance with the prevalence of soda; and likewise the differentiation of the intrusions of quartz-keratophyre, rich in soda, from the Støren basalt magma. In the Hareklett Rhyolite tuff, potash is excessive in proportion to soda; but the rock fragments in this tuff may have been weathered before sedimentation, and the tuffs are also somewhat blended with foreign material. The predominance of soda in the rocks mentioned is considered a primary feature, indicating that the rocks constitute a series of common origin. In this connection the intrusive trondheimites may also be kept in mind. The proportion $K_2O : Na_2O$ is 1 : 3.2 as an average of 12 analyses published by V. M. Goldschmidt (1916). They are probably formed at a later juncture, but of a kindred magma.

According to the method of A. M. Peacock (1931), the alkali-lime index of the rock series is procured, see Fig. 9. From the figures of the analyses the index is about 55.0 and about 55.8 when the analyses are calculated as water free. The typical Hølanda Porphyrite of the Berg type No. 8 is a rather basic andesite, with less silica and more lime and alkalis than the averages of andesites of Daly (1933). It corresponds fairly well to basic andesites, e.g. to the aleutites. The andesite-basalt No. 6 agrees with transition rocks between andesites and basalts, e.g. with the granulitic basalt of H. H. Thomas (1911) from the Skomer Island. The latter rock may, perhaps, be approximately contemporaneous with our Støren Greenstones. The andesite rock No. 7, with much epidote and chlorite and only small amounts of hornblende, may have lost some lime and perhaps also silica. The quartz-keratophyre No. 4 may also have lost some lime, whereas the rhyolite No. 10 has normal percentages of lime and alkalis. The rhyolite tuff No. 9 falls beyond the general trend. An alkali-lime index of 55 to 56 represents a rather alkalic character of the rock series. It should belong to the alkali-calcic series, although very close to the calc-alkalic. C. W. Carstens (1922 c) has also mentioned the somewhat alkalic character of the effusives in the Trondheim region on the

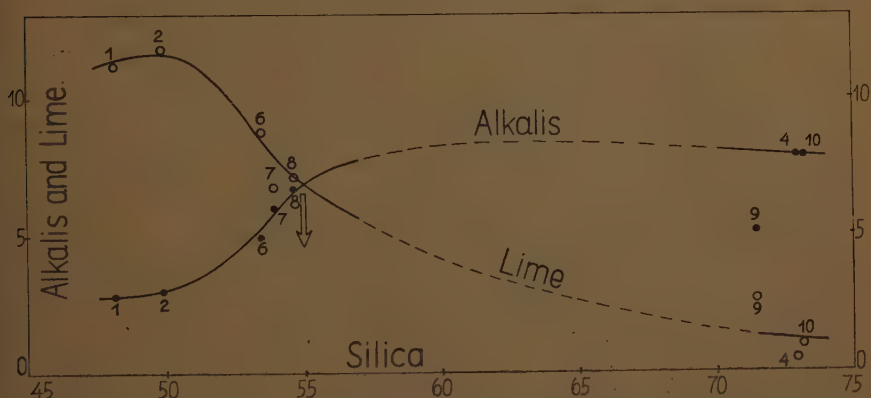


Fig. 9. Curves for $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ and CaO of the volcanic series in the Hølonda—Horg area. The figures refer to the number of the analyses in the text.

basis of an andesitic greenstone belonging to the Støren Greenstones (analysis F).

The question is whether the chemical composition of these rocks is altered to a discernible degree through the metamorphism. As previously mentioned, the basaltic greenstones exhibit a close resemblance to the plateau basalts, only, in our rocks, the percentages of lime are slightly higher and of alkalis slightly lower. A perceptible change in the chemical composition seems hardly probable here. So far, this seems to be the case with the best preserved andesitic rocks. However, this should be corroborated through additional analyses.

DIASTROPHISM

The correlations over considerable distances as mentioned in previous chapters, are based upon the co-ordination of two principles: First the paleontological evidence, and second the diastrophic evidence. The latter refers to displacements of the shore-line, which may be contemporaneous over large regions. In this chapter the elevation of land masses above the sea level is considered, presumptively indicating smaller or greater orogenic disturbances. A priori it is not considered unconditionally necessary that these elevations of land masses in an orogenic zone are syncronal with the world-wide regressions of the sea outside this zone. The elevation of the land is manifested by synorogenic conglomerates. According to the terminology of Twen-

hofel (1926, p. 155), they may chiefly be designated as cobble and boulder conglomerates. Not only are the rock fragments in the conglomerates derived from a land mass above the sea level; but at least the well rounded larger cobbles and boulders, consisting of rocks from obviously remote sources, may have been transported long distances in rapidly flowing rivers.

Three important and coarse conglomerates are encountered in the Hølanda—Horg area, each forming the basal conglomerate of a stratigraphical unity. To these are added granule conglomerates, and also a cobble conglomerate of quite restricted extension, in the middle part of one of the series. These conglomerates are all very different and each of them reveals a different story of origin. Below follows a synopsis of relations pertaining to this connection, particularly in the Trondheim and Bergen regions; see the table on p. 519, in which is tentatively added the classification in *étages* of the Oslo region.

THE TRONDHEIM DISTURBANCE

In the Hølanda—Horg area the Venna Conglomerate as far as I have seen, consists exclusively of rock fragments which undoubtedly or probably belong to the substratum, i. e. the Støren Series. The fragments, frequently being angular and reaching the size of boulders, may have been transported only a short distance. The conglomerate or breccia was presumptively formed of the existing *débris* as the sea transgressed the land surface. Moreover, the whole character of the conglomerate indicates that the transgression at the locations studied by the author has been a rapid one. The conglomerate may be interpreted as a basal conglomerate proper, so far, in a restricted sense, the only in our area. The Gaustadbakk Breccia and the Bruaberg Conglomerate or Breccia, are closely connected with the Venna Conglomerate. They bear evidence of continental conditions and indicate minor displacements of the shore-line shortly after the greater transgression had taken place.

Already Tornebohm (1896) presumed an elevation above the sea level, and denudation of the Støren Greenstones after their formation, interpreting the Stokvola Greenstone Breccia in accordance with this. The same interpretation was maintained by V. M. Goldschmidt (1916), C. W. Carstens (1918, 1920) and particularly by Olaf Holtedahl (1920 a) who called attention to the orogenic character of the un-

Diastrophism in the Trondheim and Bergen Regions.

Upper Llandoveryian	7 a—c	Horg Series		Lyngestein Conglomerate
Middle Llandoveryian	6 a—c?			
Lower Llandoveryian	5 b?	Break		Horg Disturbance
	Break			
Ashgillian	4 c β —5 a	Upper Hovin Series [Ekne Series]		Volla (Hopla) Conglomerate
Caradocian	4 c α	Break		Ekne Disturbance
	Break			
		4 b β —4 b δ	Lower Hovin Series	Great break
Llandeilian	4 a α_2 —4 b α			
Llanvirnian	3 c—4 a α_1			
Skiddavian	Break?	Break		Trondheim Disturbance
	3 b			
Tremadocian	2 e—3 a	Støren Series		
Cambrian	1—2 d	Brek Series		

conformity and introduced the term Trondheim disturbance for the orogeny implied.

This orogenic disturbance seems to have been of considerable consequence. First, the substratum might have been somewhat metamorphosed before the transgression took place. This seems probable from a comparison, in the Hølonða area, between the metamorphosed rock fragments in the basal conglomerate (e. g. calcite marble) and the almost unmetamorphosed rocks above the latter (e. g. fine-grained limestone). Second, a break corresponding to the Trondheim disturbance may be traced over wide-spread regions. A break in South-eastern Norway, previously termed the Trysil elevation by the present author (1928, 1936) is probably identical with the Trondheim disturbance. As a matter of fact, the Trondheim disturbance in the type

region was formerly referred to a younger age than at present, viz. to the Llandeilian epoch (Holtedahl), and to a presumed break above the *Orthoceras* Limestone (between 3 c γ and 4 a α) in the Oslo region (Th. Vogt). An unconformity demonstrated by Holtedahl (1920 b) in the Trysil area, below the *Orthoceras* Limestone, should accordingly represent an older phase than the Trondheim disturbance. However, the paleontological evidence now known displays approximately the same age for the two breaks, compare also the table by Olaf Holtedahl in the general view of the Caledonides by Bailey and Holtedahl (1938). Breaks corresponding to the Trondheim disturbance are accordingly known from most of Southern Norway. Conglomerates below (not above) the Fauske and Evenes Limestones in Northern Norway may belong to the same phase (Th. Vogt, 1926).

CONGLOMERATES IN THE LOWER HOVIN SERIES

In the Krokstad Sandstone several beds of granule conglomerates with well rounded granules and small pebbles partially of rocks from the Støren Series occur. These occurrences display a minor elevation of some more distant land masses, presumably in the Llandeilian epoch. The conglomerates may, perhaps, be contemporaneous with e. g. the Benan Conglomerate in the Girvan area.

A quartz-diorite cobble conglomerate or breccia at Sundsetkjølen has a quite limited distribution. As it appears at the base of a volcanic tuff, it might possibly have been formed in connection with volcanic action.

THE EKNE DISTURBANCE

The Volla Conglomerate consists of cobbles and pebbles which are derived partly from nearby sources, viz. quartz-porphyrries and fossil bearing limestones, and partly from more remote sources, viz. quartzites and granites. Especially the latter group is well rounded. The Hopla Conglomerate is probably contemporaneous; it has a similar composition and contains inter alia boulders of practically unweathered coarse-grained granite. These granites are, to all appearance, of Precambrian age. Their occurrence demonstrates the remarkable fact that the Precambrian basement complex was probably uncovered even in those times. Observations by Törnebohm (1896) seems to indicate an uneven and denuded substratum below the Hopla Conglomerate, which also seems to overlap the underlying beds. In

the opinion of the author the conglomerate was transported by rapidly flowing rivers and deposited on more or less even plains.

The orogeny manifested by these conglomerates (the author's "Ekne disturbance" 1928, 1936) seems to have been of importance in the Caledonides of Norway, and the denudation at this time considerable. The underlying Lower Hovin Series is probably most completely preserved in the Horg area. Even in the southern part of the Ekne area, at Åsen, the upper part of the series may perhaps be missing, and in the northeastern part of the same area, at Fiborg, the Ekne Conglomerate in all probability rests directly on the Stokvola Greenstone Conglomerate. This feature also supports the presumption that the whole Lower Hovin Series is lacking in Western Norway, at Os and at Stord.

The correlation by Carstens (1920) of the Støren (Bymark) Greenstones in the Trondheim region with the extensive volcanic greenstones in Western Norway, vaguely suggested by Hans Reusch (1891) and definitely by Schei (1909), appears to me to be valid. A contemporary age is also maintained by Kiær (1929) and in the recent memoir by C. F. Kolderup and N.-H. Kolderup (1940). Incidentally it may be mentioned that the existence of younger Ordovician volcanic rocks in Western Norway is not admitted at present. At the time when Carstens advanced the correlation mentioned above, it was apparently supported by paleontological evidence, the greenstones in both regions underlying beds classed by him (p. 136, 141) with the Oslo étages 5 a and 5. However, Kiær's revision of the fossils proved the beds in the two regions to be of very different age. Kiær, maintaining the synchronal age of the greenstones, found himself obliged to accept a great break between the greenstones and the fossiliferous beds in Western Norway.

The existence of such a break now appears to be very natural, as it is likely to represent the denudation, below the Volla Conglomerate, of land masses elevated during the Ekne disturbance. A non-deposition of the lacking beds is, of course, possible, but does not seem probable. This great denudation may, perhaps, be the clue to the comprehension of the remarkably small thicknesses of the Cambro-silurian sediments in Western Norway as compared with those in the Trondheim region and in Northern Norway. Further, these small thicknesses make it comprehensible why the Precambrian substratum at present is uncovered to such a high degree in Western Norway, con-

trary to the conditions in the Trondheim region. This feature contributes very much to the particular style of the Western Norwegian Caledonides. As mentioned above, the Precambrian substratum was probably uncovered, in certain parts of the Caledonides, as early as in the time of the Ekne disturbance. The question arises if younger ordovician sediments in some places were not deposited directly on Precambrian rocks. This possibility has been suggested concerning the conglomerates and sandstones of Malbuheia, etc. in the Trondheim region, and I should like to mention that the same potentially may be present with regard to the Skudenes Conglomerate at Karmøy.

The lost interval of the Ekne disturbance may be placed between the *Dicranograptus* Shale in Horg, in Middle or Upper Caradocian, and the coral limestones in Upper Ashgillian in the Os and Stord areas. Broadly, it may be placed between the Caradocian and Ashgillian epochs, so far in accordance with previous suppositions by the author. The break in the Oslo region between the Upper *Chasmops* Limestone (4 bδ)' and the Lower *Trinucleus* Shale (4 cα) may be not far from contemporaneous. This applies also to a break between the zones of *Dicranograptus clingani* and *Pleurograptus linearis* mentioned from Jemtland by Per Thorslund (1940). These correlations depend on the occurrence or absence of the zone of *Pleurograptus linearis* in Horg, as Thorslund has referred the horizon 4cα at Oslo to this zone.

Consequently, the Ekne disturbance is nearly contemporaneous with the Taconic revolution in North America, which is placed between the American Ordovician and Silurian periods, i. e. approximately between the British Caradocian and Ashgillian epochs. Apparently the Ekne disturbance is the most important of the early Caledonian orogenies in Norway. The land masses were elevated above the sea level over large regions, the beds were tilted and perhaps gently folded, and the denudation was radical. The unconformity is generally very marked, but no non-conformity has been observed.

THE HORG DISTURBANCE

The Lyngestein Conglomerate, so far the most conspicuous conglomerate in the Hølanda—Horg area, is composed of two elements, one far transported and one of local origin. The former consists almost exclusively of cobbles and boulders of quartzites, very well rounded, and the latter especially of quartz-porphyrries or rhyolites

and fossiliferous limestones. The limestone fragments may be angular and sometimes extremely irregular in shape, as if weathered after the transportation. The conglomerate is wholly dominated by the quartzites. Details previously mentioned by Brøgger display unconformable relations to the substratum, and the conglomerate apparently also overlaps older beds.

Very much the same may be said of this conglomerate as of the Volla (Hopla) Conglomerate; but the former is principally a quartzite conglomerate while the latter is typically polygenous. It is a remarkable fact that the conglomerates corresponding to the Lyngestein Conglomerate are all quartzite conglomerates, whereas those being correlated with the Volla Conglomerate are all polygenous. This might of course be a question only of different sources of the rock fragments. But to this is to be said that the same rule involves so remote districts as the Trondheim region and Western Norway. It may, perhaps, be more natural to assume a difference in weathering of the rock material before the transportation in rivers. The land mass supplying the rock fragments to the Venna Conglomerate, etc. may have been inconsiderably weathered, whereas the land which is the source of the Lyngestein Conglomerate, etc. may have been weathered for a long time. The granites, etc. were then largely decomposed, whereas the quartzites survived. This difference in weathering accords so far with the ages of the conglomerates if a land mass is supposed to have persisted in the time between the two disturbances. A consequence of the Horg disturbance (new term) may have been a rejuvenation of such a land mass. A possible alternative may be that, at the time of the Ekne disturbance, only eminences of quartzite were formed; this would be very acceptable for the Trondheim and Jemtland regions, but hardly for Western Norway.

The hiatus corresponding to the Horg disturbance may be placed between the *Orthograptus* Shale at Stord, in the lowermost part of the lower Llandoveryan Series, and the *Stricklandinia* Shale (6 c) at Os, belonging to Middle Llandoveryan. It should approximately be placed between Lower and Middle Llandoveryan, so far corresponding to a break established by O. T. Jones (1925) in the Llandovery district of Wales. The break in the Oslo region between the uppermost Ordovician beds (5 a) and the lowermost Silurian (5 b), demonstrated by Johan Kiær many years ago (1901), may, however, be not far from contemporaneous. The fact is that the beds 5 b in the Oslo region,

according to St. Joseph (1938), probably belong to the uppermost part of Lower Llandoveryan, whereas the greater part of this series are lacking, the Gastropod Limestone (5 a) being of distinct Ordovician age. The hiatus mentioned by Bror Asklund (1938) from Jemtland, below the well known quartzite with *Phacops elliptifrons*, appears to be approximately contemporaneous to our Ekne disturbance, the mentioned quartzite being correlated with our Lyngestein Quartzite Conglomerate.

The Horg disturbance is apparently distinguished by an elevation of land masses and a marked unconformity, by tilting of the beds and overlapping. A denudation below the beds of the Horg Series is perceptible in the Horg area.

LITERATURE

- Asklund, B. 1938: Hauptzüge der Tektonik und Stratigraphie der mittleren Kaledoniden in Schweden. *Sveriges Geol. Undersökn. Ser. C, No. 417.* Stockholm 1938.
- Bailey, E. B., and Holtedahl, O. 1938: Northwestern Europe. Caledonides. *Regionale Geol. der Erde. Vol. 2, II.* Leipzig 1938.
- Broch, O. A., Isachsen, F., Isberg, O., Strand, T. 1940: Bidrag til Skudenessedimentenes geologi. *Norges Geol. Unders. No. 155.* Oslo 1940.
- Brøgger, W. C. 1875: Fossiler fra det Trondhjemske, etc. *Nyt Mag. for Naturvid. Vol. 21, p. 95.* Christiania 1875.
- 1877: Om Trondhjemsfeltets midlere afdeling mellem Guldalen og Meldalen. *Vidensk.-Selsk. Forhandlinger 1877. No. 2.* Christiania 1877.
- Bugge, Carl. 1910: Rennebu. *Norges Geol. Unders. No. 56.* Kristiania 1910.
- 1912: Lagfølgen i Trondhjemsfeltet. *Norges Geol. Unders. No. 61, II.* Kristiania 1912.
- Carstens, C. W. 1918: Geologiske undersøkelser i Trondhjems omegn. *Norges Geol. Unders. No. 83, II.* Kristiania 1918.
- 1920: Oversigt over Trondhjemsfeltets bergbygning. *Det Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Skrifter 1919. No. 1.* Trondhjem 1920.
- 1922 a: (Discussion in Norsk Geol. Foren. 12th Nov. 1921.) *Norsk Geol. Tidsskr. Vol. 6, p. 282.* Kristiania 1922.
- 1922 b: Av Trondhjemsfeltets geologi, nyere undersøkelser. *Norsk Geol. Tidsskr. Vol. 7, p. 1.* Kristiania 1922.
- 1922 c: Der unterordovicische Vulkanhorizont in dem Trondhjemgebiet. *Norsk Geol. Tidsskr. Vol. 7, p. 185.* Kristiania 1922.
- 1924: Der unterordovicische Vulkanismus auf Smölen. *Vidensk. Selsk. Skrifter I. Mat.-nat. Kl. 1924. No. 19.* Kristiania 1924.
- Daly, Reginald A. 1933: *Igneous Rocks and the Depths of the Earth.* New York 1933.
- Foerste, August F. 1932: The Cephalopods of the Hølandet Area. *Det Norske Vidensk.-Akad. i Oslo. Skrifter I. Mat.-Nat. Kl. 1932. No. 4, p. 147.* Oslo 1932.
- Getz, Alfred. 1887: Graptolitførende skiferzoner i det trondhjemske. *Nyt Mag. for Naturvid. Vol. 31, p. 31.* Christiania 1887.
- Goldschmidt, V. M. 1915: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens III. Die Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer des Trondhjem-Gebiets. *Vidensk.-Selsk. Skrifter I. Mat.-nat. Kl. 1915. No. 10.* Kristiania 1915.
- 1916: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. IV. Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. *Vidensk.-Selsk. Skrifter I. Mat.-nat. Kl. 1916. No. 2.* Kristiania 1916.
- Hadding, Assar. 1932: The Graptolites from Gauldalen. *Det Norske Vidensk.-Akad. i Oslo. Skrifter I. Mat.-nat. Kl. 1932. No. 4, p. 97.* Oslo 1932.

- Hedström, Herman. 1930: Om ordoviciska fossil från Ottadalen i det centrala Norge. Det Norske Vidensk.-Akad. i Oslo. Avhandlingar I. Mat.-nat. Kl. 1930. No. 10. Oslo 1930.
- Herrmann, M. Otto. 1884: Ueber Dislocationen im Sandvikthal bei Kristiania. *Nyt Mag. for Naturvid.* Vol. 28, p. 74. Christiania 1884.
- 1885: Die Graptolithenfamilie Dichograptidæ, Lapw. mit besonderer Berücksichtigung von Arten aus dem norwegischen Silur. *Nyt Mag. for Naturvid.* Vol. 29, p. 124. Christiania 1885.
- Hicks, Henry. 1875: On the succession of the Ancient Rocks in the Vicinity of St. David's, Pembrokeshire etc. *Quart. Journ. Geol. Soc.* Vol. 31, p. 167. London 1875.
- Holtedahl, Olaf. 1915: Fossiler fra Smølen. *Norges Geol. Unders.* No. 69, V. Kristiania 1915.
- 1918: Bidrag til Finmarkens geologi. *Norges Geol. Unders.* No. 84. Kristiania 1918.
- 1919: On the Paleozoic Series of Bear Island, especially of the Hecla-hook System. *Norsk Geol. Tidsskr.* Vol. 5, p. 121. Kristiania 1919.
- 1920 a: Paleogeography and Diastrophism in the Atlantic-Arctic Region during Paleozoic Time. *American Journ. of Science* Vol. 49, p. 1. New Haven 1920.
- 1920 b: Om Trysilsandstenen og Sparagmitavdelingen. *Norsk Geol. Tidsskr.* Vol. 6, p. 17. Kristiania 1920.
- 1924: On the Rock Formations of Novaya Zemlya with Notes on the Paleozoic Stratigraphy of other Arctic Lands. *Rep. Sci. Results of Norw. Exp. to Nov. Zemlya 1921.* No. 22. Kristiania 1924.
- See Bailey, E. B., and Holtedahl, O.
- Hopkinson, J., and Lapworth, Ch. 1875: Description of the Graptolites of the Arenig and Llandeilo of St. David's. *Quart. Journ. Geol. Soc.* Vol. 31, p. 631. London 1875.
- Horne, John, see Peach, B. N., and Horne, John.
- Høeg, Ove Arbo. 1932: Ordovician Algae from the Trondheim Area. *Det Norske Vidensk.-Akad. i Oslo. Skrifter I. Mat.-nat. Kl.* 1932. No. 4, p. 63. Oslo 1932.
- Isachsen, F., see Broch, O. A., Isachsen, F., Isberg, O., Strand, F.
- Isberg, O., see Broch, O. A., Isachsen, F., Isberg, O., Strand, F.
- Jones, O. T. 1925: The Geology of the Llandovery District I. *Quart. Journ. Geol. Soc.* Vol. 81, p. 344. London 1925.
- Kiær, Johan. 1901: Etage 5 i Asker ved Kristiania. *Norges Geol. Unders.* No. 34, I. Kristiania 1901.
- 1905: Kalstadkalken. *Norsk Geol. Tidsskr.* Vol. 1. No. 3. Kristiania 1905.
- 1922: (Discussion in *Norsk Geol. Foren.* 12th Nov. 1921.) *Norsk Geol. Tidsskr.* Vol. 6, p. 283. Kristiania 1922.
- 1926: Trondhjemsfeltets stratigrafi. *Norsk Geol. Tidsskr.* Vol. 8, p. 227. Oslo. 1926.
- 1929: Den fossilførende ordovicisk-siluriske lagrekke på Stord og bemerkninger om de øvrige fossilfunn i Bergensfeltet. *Bergens Museums Arbok 1929. Nat.-vid. rekke.* No. 11. Bergen 1929.

- Kiær, Johan. 1932 a: The Hovin Group in the Trondheim Area. Stratigraphical Researches on the Fossiliferous Horizons in Meldalen, Hølandet and Gauldalen. Det Norske Vidensk.-Akad. i Oslo. Skrifter I. Mat.-nat. Kl. 1932. No. 4, p. 1. Oslo 1932.
- 1932 b: The Coral Fauna of the Kalstad Limestone in Meldalen, etc. Det Norske Vidensk.-Akad. i Oslo. Skrifter I. Mat.-nat. Kl. 1932. No. 4, p. 103. Oslo 1932.
- Kjerulf, Th. 1871: Om Trondhjems stifts geologi (I). Nyt Mag. for Naturvid. Vol. 18. Hefte 4, p. 1. Christiania 1871.
- 1875: Om Trondhjems stifts geologi II. Nyt Mag. for Naturvid. Vol. 21, p. 1. Christiania 1875.
- 1879: (Geological map) Melhus (at scale) 1 : 100 00. Norges Geol. Unders. (Christiania) 1879.
- 1883: Merakerprofilen. Det Kgl. Norske Vidensk.-Selsk. Skrifter 1882, p. 63. Trondhjem 1883.
- Kolderup, Carl Fred., and Niels-Henr. 1940: Geology of the Bergen Arc System. Bergens Museums Skrifter. No. 20. Bergen 1940.
- Kolderup, Niels-Henr., see Kolderup, Carl Fred., and Niels-Henr.
- Lapworth, Charles, see Hopkinson, J. and Lapworth, Ch.
- Peach, B. N., and Horne, John 1899: The Silurian rocks of Great Britain. Vol. I. Scotland. Memoirs of the Geol. Surv. of the United Kingdom. Glasgow 1899.
- Peacock, M. A. 1931: Classification of Igneous Rock Series. Journ. of Geol. Vol. 39, p. 54. Chicago 1931.
- Reed, F. R. Cowper 1932: Report on the Brachiopods from the Trondheim Area. Det Norske Vidensk.-Akad. i Oslo. Skrifter I. Mat.-nat. Kl. 1932. No. 4, p. 115. Oslo 1932.
- Reusch, Hans 1882: Silurfossiler og pressede konglomerater i Bergensskifrene. Universitetsprogram 1ste halvår 1883. Kristiania 1882.
- 1888: Bømmeløen og Karmøen med omgivelser. Norges Geol. Unders. Kristiania 1888.
- 1891: Geologiske iagttagelser fra Trondhjems stift etc. Vidensk.-Selsk. Forhandlinger 1890. No. 7. Christiania 1891.
- 1914: Nogen bidrag til Hitterens og Smødens geologi. Norges Geol. Unders. No. 69. IV. Kristiania 1914.
- Schei, Per 1909: Et vulkansk nivå felles for det bergenske og det trondhjemske silurfelt. (Lecture in Norsk Geol. Foren. 25th March 1905, only title). Norsk Geol. Tidsskr. Vol. 1. No. 13, p. 33. Kristiania 1909.
- St. Joseph, J. K. S. 1938: The Pentameracea of the Oslo Region. Norsk Geol. Tidsskr. Vol. 17, p. 225. Oslo 1938.
- Strand, Trygve 1932 a: Trilobites (excl. of fam. Trinucleidae), Pelecypods and Gastropods from the Trondheim Area. Det Norske Vidensk.-Akad. i Oslo. Skrifter I. Mat.-nat. Kl. 1932. No. 4, p. 159. Oslo 1932.
- 1932 b: A Lower Ordovician Fauna from the Smøla Island, Norway. Norsk Geol. Tidsskr. Vol. 11, p. 356. Oslo 1932.
- see Broch, O. A., Isachsen, F., Isberg, O. Strand, T.
- Størmer, Leif 1932: Trinucleidae from the Trondheim Area. Det Norske Vidensk.-Akad. i Oslo. Skrifter I. Mat.-nat. Kl. 1932. No. 4, p. 169. Oslo 1932.

- Thomas, Herbert Henry 1911: *The Skomer Volcanic Series (Pembrokeshire)*. Quart. Journ. Geol. Soc. Vol. 67, p. 175. London 1911.
- Thorslund, Per 1940: *On the Chasmops Series of Jemtland and Södermanland (Tvären)*. Sveriges Geol. Undersökn. Ser. C. No. 436. Stockholm 1940.
- Twenhofel, William H. 1926: *Treatise on Sedimentation*. Baltimore 1926.
- Törnebohm, A. E. 1892: *Om Sevegruppen og Trondhjemsfältet*. Geol. Fören. Förhandl. Vol. 14, p. 27. Stockholm 1892.
- 1896: *Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad*. Kgl. Svenska Vetensk.-Akad. Handlingar. Vol. 28, No. 5. Stockholm 1896.
- Ulrich, E. O. 1930: *Ordovician Trilobites of the Family Telephidae and concerned Stratigraphical Correlations*. Proceed. of the Nat. Mus. (Smithsonian Inst.) Vol. 76. Art. 21. (No. 2818.) Washington 1930.
- Vøgt, Thorolf 1916: *Meddelelse om klæberstenen fra Vaage i Gudbrandsdalen*. Norsk Geol. Tidsskr. Vol. 3. No. 10, p. 77. Kristiania 1916.
- 1926: *Om fjellkjedesedimentene i Nordland, den nordlige del av Trondhjemsfeltet og Skotland*. Norsk Geol. Tidsskr. Vol. 8, p. 229. Oslo 1926.
- 1928: *Den norske fjellkjedes revolusjonshistorie*. Norsk Geol. Tidsskr. Vol 10, p. 97. Oslo 1928.
- 1929: *Petrografisk undersøkelse av noen bergarter fra Stord*. Bergens Museums Arbok 1929. Nat.-vid. rekke. No. 11, p. 77. Bergen 1929.
- 1936: *Orogenesis in the Region of Paleozoic Folding of Scandinavia and Spitsbergen*. Rep. 16th. Intern. Geol. Congr. Washington 1933, p. 953. Washington 1936.
- Øyen, P. A. 1922: (Discussion in Norsk Geol. Foren. 12th Nov. 1921.) Norsk Geol. Tidsskr. Vol. 6, p. 283. Kristiania 1922.
-

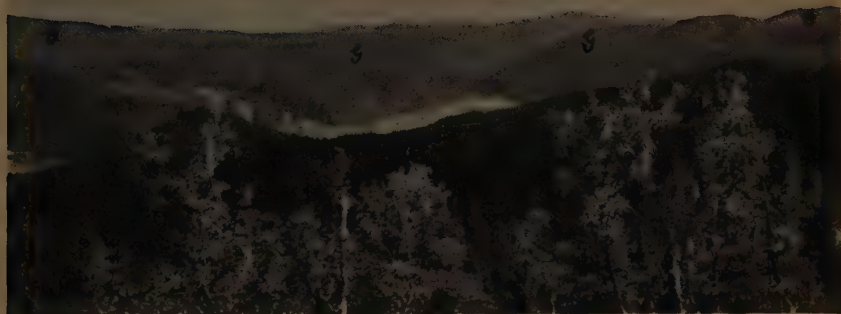


Fig. 1. View of the Gauldal Valley looking southeast. The Støren Greenstones (G) cross the valley in the background. On this side follow the Lower and Upper Hovin Series in southeastern development. Th. Vogt phot.



Fig. 2. Hølonde Porphyrite, Berg type (P) in the hill Ramberget, resting on Hølonde Limestone. The lake Gaustadvatnet in the foreground. Th. Vogt phot.



Fig. 1. Hølanda Porphyrite, Berg type (P) in the hills around the farm Stenset, resting on Hølanda Limestone (L). B = Gaustadbakk Breccia. Ka = Katugleåsen. Fj = Fjøsåsen. Hø = Høgåsen at Stenset. Tr = Tranemyråsen. Du = Dugurmålshaugen. Stenset to the right. Th. Vogt phot.



Fig. 2. Hølanda Porphyrite, Almås type at the summits of Høgåsen at Sundset (H) and Langåsen (L), looking from Knuthammeren at Vennakjølen. Th. Vogt phot.

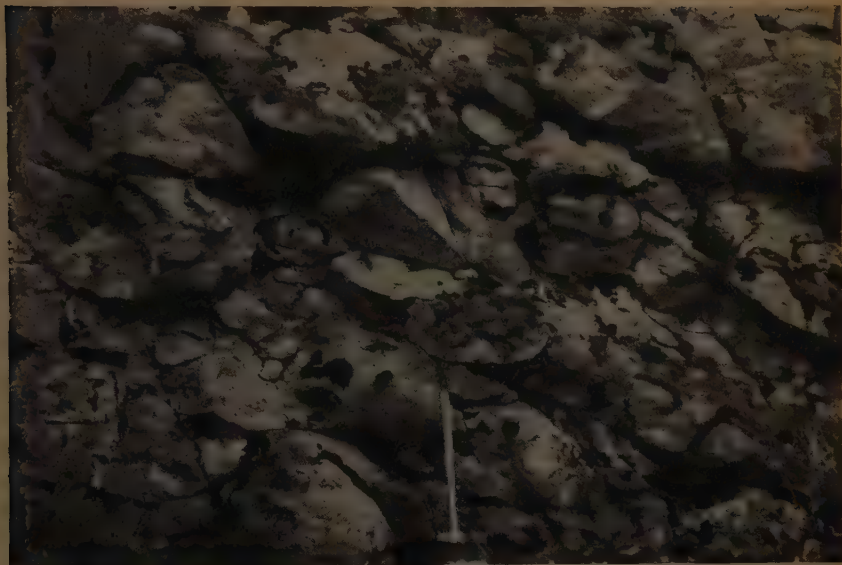


Fig. 1. Pillow structures in Støren Greenstone. Road cut at the western side of the lake Benna. $\frac{2}{25}$ nat. size. Th. Vogt phot.



Fig. 2. Greenstone breccia (agglomerate) in Støren Greenstone. On the east side of the lake Benna. $\frac{1}{6}$ nat. size. Th. Vogt phot.



Fig. 1. Fragments of Hølanda Porphyrite, Berg type, in somewhat brecciated Hølanda Limestone. Note the diminutive fragments to the right close above the upper end of the match, and to the left of the upper end of the greater fragment. To the northeast of Tranemyrtjernene between Stenset and Ven. $\frac{1}{2}$ nat. size. Th. Vogt phot.



Fig. 2. Fragment of Hølanda Porphyrite, Berg type, in brecciated and weathered Hølanda Limestone. At the dam at the outlet of Damtjernet, Ven. $\frac{1}{2}$ nat. size. Th. Vogt phot.



Fig. 1. Venna Conglomerate with a boulder of calcite marble in the centre to the right. From the promontory to the northeast of the farm Ven. Th. Vogt phot.

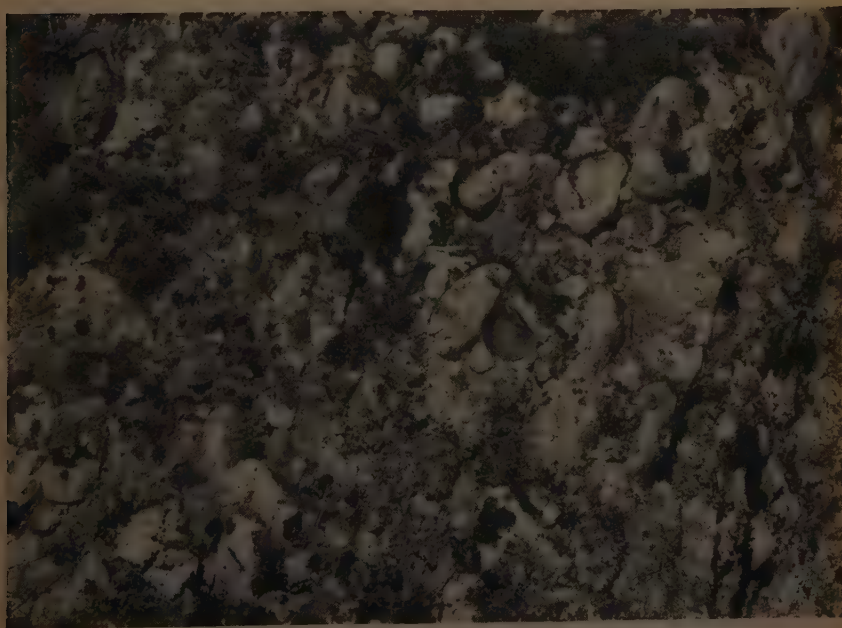


Fig. 2. Lyngstein Conglomerate with pebbles and cobbles chiefly of quartzite. Close to the farm Midttømme. $\frac{1}{7}$ nat. size. Th. Vogt phot.



Fig. 1. Støren Greenstone, from the inner part of a pillow, consisting of acicular hornblende, epidote, chlorite, albite, etc. From the western side of Benna. Crossed nicols. $25 \times$ nat. size. Anker Iversen phot.



Fig. 2. Quartz-keratophyre in Støren Greenstone, with a corroded phenocryst of quartz. Promontory to the southeast of the farm Ven. Crossed nicols. $25 \times$ nat. size. Anker Iversen phot.



Fig. 1. Høllonda Porphyrite, Berg type, with phenocrysts of altered plagioclase, profuse in small grains of epidote, and altered pyroxene (P), consisting of chlorite and hornblende. To the northeast of the farm Berg. $25 \times$ nat. size. Anker Iversen phot.

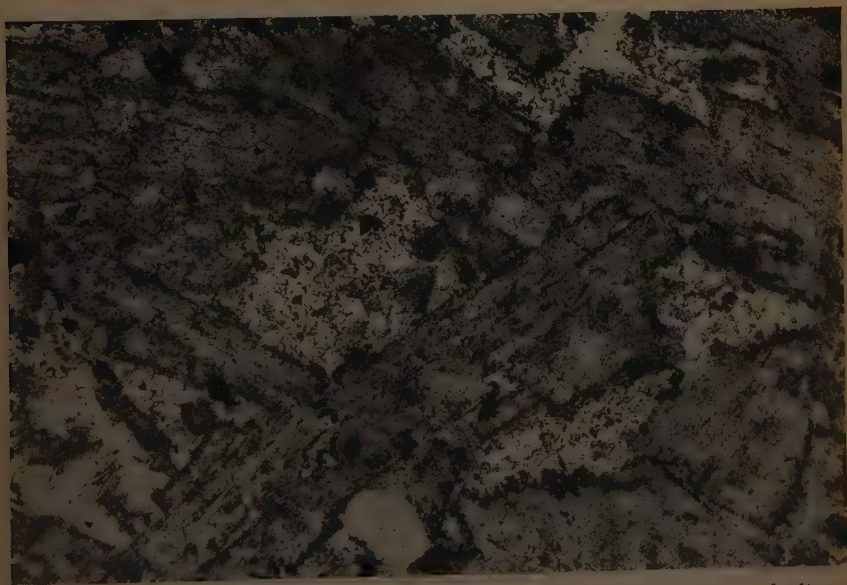


Fig. 2. Høllonda Porphyrite, Almås type, protuse in phenocrysts of altered plagioclase and with some hornblende. From the ridge Almåsåsen close to the lower boundary. $25 \times$ nat. size. Anker Iversen phot.



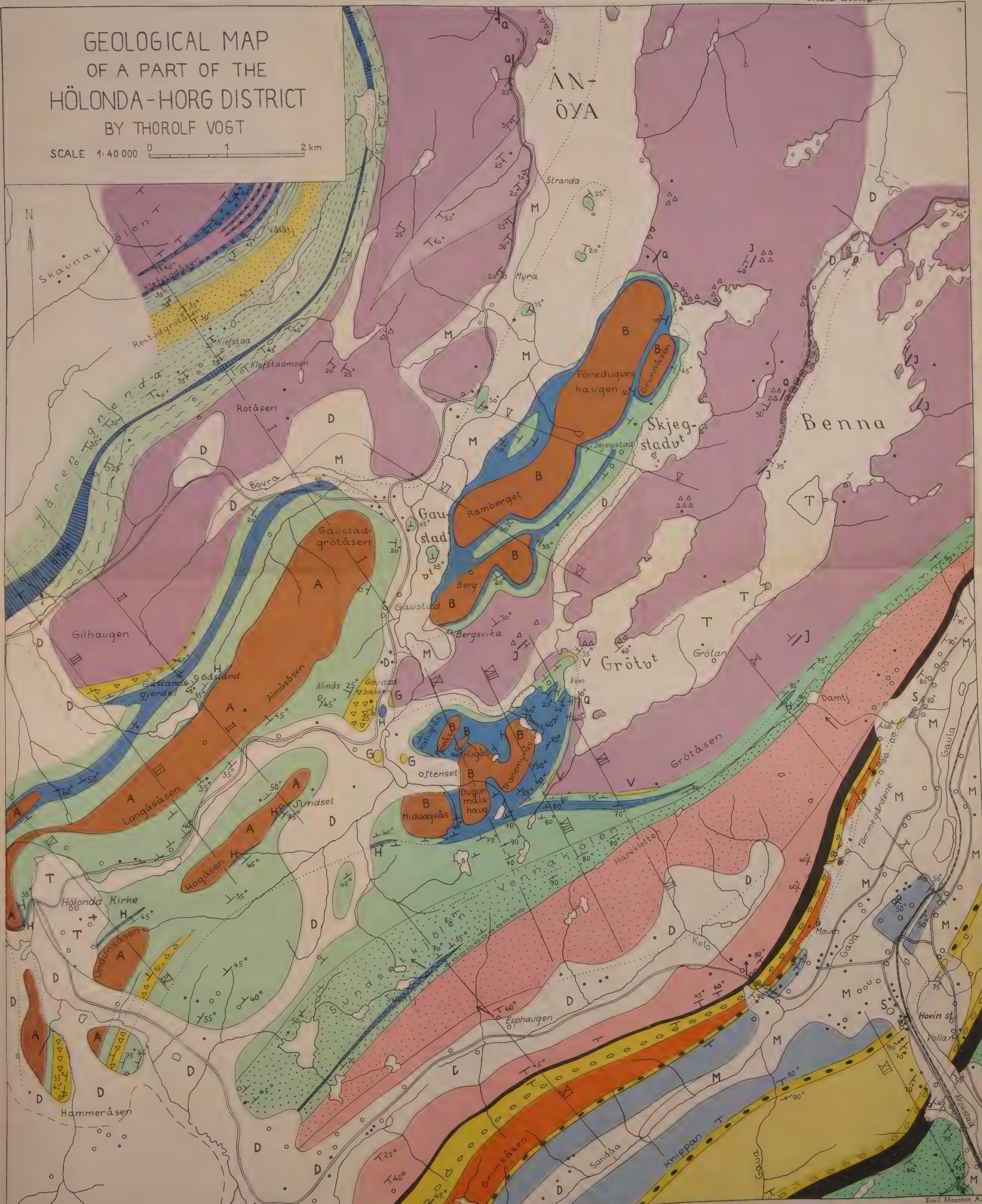
Fig. 1. Hareklett Rhyolite Tuff, with parts of two greater fragments of rhyolite, the one with an altered phenocryst of feldspar. Otherwise with grains of quartz, quartzite and smaller grains of rhyolite. To the westnorthwest of the farm Middtømme. Crossed nicols. $25 \times$ nat. size. Anker Iversen phot.



Fig. 2. Grimsås Rhyolite with phenocrysts of albite. From a quarry at the farm Nordtømme. Crossed nicols. $25 \times$ nat. size. Anker Iversen phot.

GEOLOGICAL MAP
OF A PART OF THE
HÖLONDA-HORG DISTRICT
BY THOROLF VOGT

SCALE 1:40 000 0 1 2 km.



Quaternary Deposits

M	Marine Deposits and Recent
D	Morainic Drift
T	Terminal Moraine

Horg Series (Llandoveryian?)

S	Sandå Shales and Sandstones
Lyngstein Conglomerate	

Hovin Series (Llanvirnian - ? Ashgillian)

Horg Syncline

Hovin Sandstone s.str. (SE)	Upper Hovin Series (Ashgillian?)
Grimsås Rhyolite (NW)	
Volla Conglomerate and Sandst.	

Dicranogaptus Shale (SE)	Lower Hovin Series (Llanvirnian-Caradocian)
Tömme black Shale (NW)	
Esphaug bedded Rhyolite Tuff (NW)	
Hareklett massive Rhyolite Tuff (NW)	
Conglomerate of Sundsetkjölen (NW)	
Svarttjern Limestone (NW)	
Krokstad Sandstone and Grit	
Krokstad arenaceous Shale, with Hølonde Limestone (NW)	
Venna Conglomerate	

Hølonde Area

B	Hølonde Porphyrite, Berg type	Lower Part of Lower Hovin Series (Llanvirnian - ? Llandoveryian)
A	— — — — —, Almås type	
H	Hølonde Limestone	
Hølonde Shale and Sandstone		
G	Gaustadbakk Breccia	
V	Venna Conglomerate	

Stören Series (Skiddavian)

Stören Greenstone	Jären Beds
Greenstone Breccia with Jasper Fragments	
Pillow Structures	
Minor Intrusions of Quartz-keratophyre	
Bed of red Jasper	
Höve Slate	

Klefstadmo Schist etc.	Jären Beds
Blokkum Limestone	
Klefstad Shale	
Restadgrötås Sandstone etc.	
Vålåtjern Shale etc.	
Klefstadås Limestones	
Strike and Dip. Glacial Striae	

Ms. mott. 24. nov. 1944.

ATNESJØ-LIENE

AV

W. WERENSKIOLD

Med 2 figurer.

Landet rundt Rondane hører til de klassiske områder i norsk kvartær-geologisk forskning. Her påviste dr. Andreas M. Hansen først setene, høgtliggende strandlinjer etter brede sjøer. Han framhever at Rondane tinte først ut av breen og sto opp som nunatakker, mens breranden lå lenger syd. Han peker også på den mulighet at sete-liknende avsatter kan være fylt opp langs brekanter.

Grundige og utførlige undersøkelser og målinger av strandlinjer etter brede sjøer er gjort av dr. Gunnar Holmsen, i Nordre Østerdalen og Gudbrandsdalen.

I senere tid har C. Mannerfeldt tatt opp igjen disse undersøkelser, og arbeidet er ført videre og meget utvidet av dr. Münster Strøm og medarbeidere. Det er først og fremst Rondane og nærmeste omgivelser som har fanget interessen.

Men også i fjellet lenger syd er det rare ting. I beskrivelsen til kartbladet Søndre Fron sier jeg: »I det hele vilde man visselig ved en nærmere undersøkelse finne at disse deler av Norge, som har vært ansett for ensformige og lite interessante, også byr adskillige problemer i fysisk-geografisk henseende, hvis løsning vilde være av stor betydning for forståelsen av landets historie etter og til dels under istiden.« Det er etter omtalen av en del tørre elveleier både i løsmateriale og i fast berg. Et lite »jutulhugg« går således tvers over en fjellpynt, Åstdalstangen, fra SW mot NE, med avløp til Imsdalen, en liten dypt nedskåret dal i fjellet midtveis mellom Storelvdalen og Ringebu. Videre: »Der kunde da være demmet opp en bresjø i den nordligste del av Imsdalen, og der er virkelig antydninger til sjøterrasser flere steder. Disse interessante forhold burde undersøkes bedre.«

Årene er gått uten at jeg har kunnet fortsette disse undersøkelser. I 1925 reiste jeg for N. G. U. på kartbladet Atnesjø; hovedformålet var å få greie på sparagmiten, men det finnes også noen kvartær-geologiske iakttagelser notert i boka.



Fig. 1. Nøkkel til kartet fig. 2.

Små firkanter = gårder. Trekkanter = setrer.

Rundinger = trigonometriske varder.

I sommer fikk jeg anledning til å undersøke forholdene ved Atne-sjøen — det var nærmest en rekognosering. Der er adskillig rare greier.

Sjøen ligger 696 m o. h.; fjellene på begge sider har form som store sater; Blåkampen i N er 1619 m, Blåkkollen i S, 1580 m. Ingen fjell når opp i botn-nivået, skråningene er i det hele tatt slake, dekket vidt og bredt av bunn-moréne. Nakne berg står frem i noen bratte skrenter med urer under, for det meste i en høyde av 1050—1150 m. Nedenfor er det så slakere lier, men nederst mot sjøen er det bratt igjen, berghammere eller moréne-skråning, i 50 til 100 m høyde. Sjøen er ikke fullt 1 km bred og 8 km lang; den går i slangebukter, og mot NW er det en svær fylling lagt opp av elva Atna.

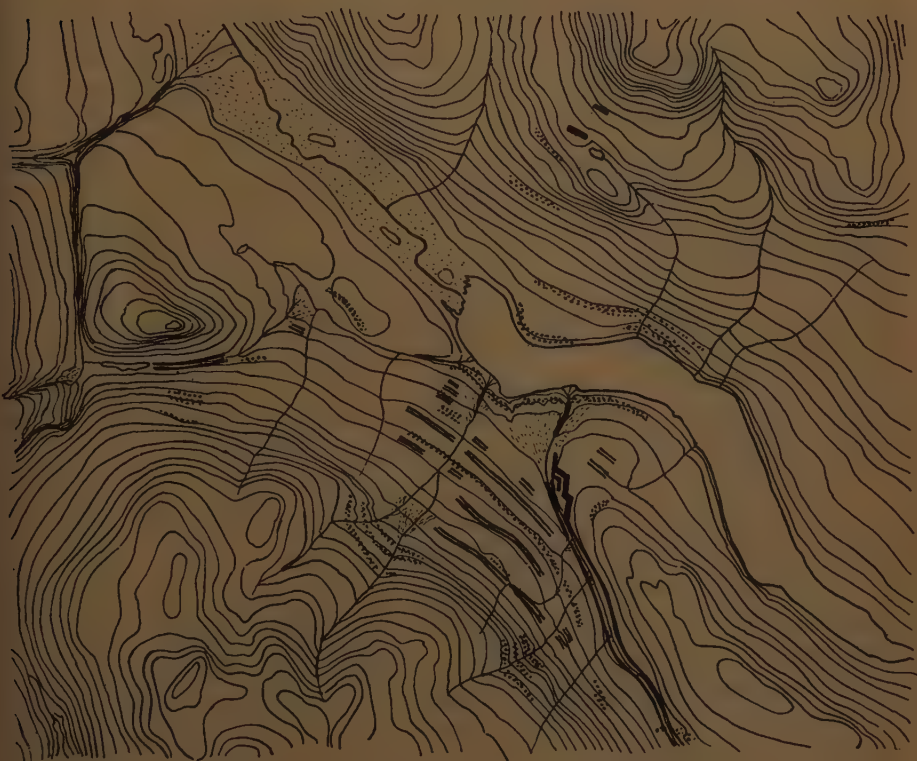


Fig. 2. Landet omkring Atnesjøen, etter Norges Geografiske Opmåling.
Målestokk 1 : 100 000, 30 m koter.

Dobbelte streker = renner langs bre-randen. Fine småstreker = gruskjegler.
Prikker = morénehauger.

En hel del elver og bekker løper ned fra fjellene; de går i forholdsvis åpne daler lengst oppe, men er dypt nedskårne i randen av brattingen, fra ca. 1200 m og nedover; lenger nede, hvor skråningen er slakere, er det flere steder oppfyllinger — særlig ved N. Lauså, i høyden 950—1000 m. Men ned mot Atnesjøen går elvene i gjuv i berget igjen, med bratte grus- eller rettere stein-kegler i strandkanten.

Noen større dalfører går ganske eiendommelig. I NW går elva Myllingi (mol, småstein?) fra S mot N i et dypt gjel både ovenfor og nedenfor setra Bjønnholet; ved setra kommer Illmann-åa ned fra vest, fra en dal i høyere nivå; den har bygd opp en gruskjegle som demmer opp et tjern i hoved-elva, Musvol-åa. Fra åmotet går en åpen dal

med et lite tjern mot øst forbi Musvol-seter. Videre går en bekkedal ned til noen vide myrete flater, med høgdetallet 775; bekkedalen fortsetter mot SE, dypt nedskåret i morénemasser og kvabb-moer, ned til sjøen ved Fagervoll — hele vollen er lagt opp av bekken, det kan neppe kalles noen gruskjegle, det er bare rullestein.

Nordre Lauså kommer i to armer oppe fra Blåkollen; begge er dypt nedskårne i svære morénemasser, som delvis står i åpne ras, fra ca. 1200 til 1000 m o. h. Ved foten av den bratte skråning har elvene lagt opp en stor steinfylling med mange merker etter skred og skiftende løp. Videre nedover går bekken så å si oppe på bakken, til ca. 900 m, videre er den nedskåret i en dal, først ganske grundt i løsmassene, men ned mot Atnesjøen går den i en dyp kløft, med kjegle av grov stein i sjøkanten.

Søre Lauså med tilløp kommer også ned fra noen vide, åpne »kvolver« oppe i fjellet, går i dypt nedskårne daler i grusmassene, faller utover den bratte skrent i grunne berg-renner, og ned på den slakere li med gruskjegler. Men bekken løper her ned i en dyp dal, som går rettlinjet SSE—NNW, vestenfor Volene; den heter Vol-dalen. Passhøgden er omtrent 850 m, her er en åpen slette ved Hamn seter, og morénevoller ved Midt-Brenn seter. Mot SE fortsetter dalen, med en bekk nedover til Vulua, en stor elv som faller fra SW ut i Atna straks ned for Atnebrua ved oset. Men mot NW er dalen flat og myret, til omkring 2 km opp for utløpet; her begynner den å gå i en bergkløft, så i en åpen dal i grusmassene; dalene blir trangere og dypere nedover mot sjøen, og her går elva i et gjel i berget. Nederst er det gruskjegle, eller steinkjegle. Dette var for oversiktens skyld.

I liene her i SW for Atnesjøen er det en mengde isranddannelser. Her er en mengde detaljarbeid å gjøre, jeg vil derfor bare gi en oversikt, og vi begynner ovenfra.

Oppe i en høgd av 11—1200 m er det som nevnt dypt nedskårne daler i morénefylling; sidene står flere steder i ras. I kanten mot den bratte skråning nedenfor er det rekker av isranddannelser, likesom side-moréner, i flere høgder, særlig utpreget er tre rekker. Det er lange rygger av grus og småstein langs etter lien, de senker seg i det hele mot NW. Det hender de grener seg rundt en gryte; ellers bukter de seg bortover, og senker seg ned mot sidedalene. Bekkedalene har skåret dem tvers over. Det er neppe riktige sidemoréner, de likner mer på geiterygger, svenskenes »åsar«.

På Spitsbergen har jeg lagt merke til at store breer ikke sender ut noen bre-elver midt på fronten, men at det kommer ut en på hver side, nær kanten. Forklaringen kan være den, at bevegelsen i de midtre partier er så pass sterk, at det opptrer spenninger i isen, som forhindrer dannelsen av tunneller i breen; men ute langs sidene ligger isen nesten stille, her kan vannet tine sig ned og gå i rør langs bunnen. Her kan det da avsettes grus og stein som senere blir til »åser«. Jeg skulde være tilbøyelig til å tro at de sidemoréne-liknende grusrygger langs dalsiden her ved Lausåsene, i høgder på 1050—1120 m, er den slags laterale geiterygger. Noen liknende rygger på begge sider av dalen ut for Heimdals-øset er kanskje samme slaget — »seten« i Oskampen.

Lenger nede i lien, fra omkring 1000 m og ned til 930 m omtrent, skråner terrenget som nevnt temmelig slakt; her er det en hel del lange smale renner langs lien, i retning NW—SE. Det kan være en tydelig voll utenfor, eller det er bare en renne nedskåret i terrenget; bunnen er myrete, og det går en bekk som gjerne renner mot NW. Noen steder er det ganske smale tjern eller nesten uframkommelige blautmyrer. Jeg hadde ikke tid til å følge alle rennene langsetter, men de synes å strekke seg bortover mot myrene øst for Musvol-seter. Svært tydelig er renna mellom bekken Kvannkjelda, vest for S. Lauså, og bortimot N. Lauså. I høgde vel 870 går en lang bred lav rygg av grus og småstein, ganske steril kvartsit, ryggen er enten helt naken og kvit, eller det er litt lyng og noen furutrær. Denne rygg markerer et tydelig trin i avsmeltingen. I lien nedenfor er det igjen en hel del trange myrete daler langsetter, lite overskuelige i den tette blandskog.

Kommer vi ned til en høgde av ca. 810 m, er det større flate sletter ved elvene, med grus og sand, til dels fin kvabb. Øverst er det smalere terrasser, så en bred hylle som skråner svakt utover. Ved S. Lauså er det en trekantet mo, 1 km langs sidene; den senker seg ned mot ca. 775 m; og er utskåret av trange bekkedaler i kantene. Ved N. Lauså er det en mindre grusslette i samme høgde, og ved bekken fra Musvolseter er det store flater med tallet 775 midt på. Dette er fyllinger som er blitt avsatt i randsjøer langs en bre som har fylt Atnesjøens bekken. At disse gamle deltaer er best utviklet ved S. Lauså henger sammen med det, at her er det største vassdrag kommet ut. Storbreen har ligget i S, og har sendt en elv ut gjennom Vol-dalen. Fra Midtbrenn seter og nedover mot NW er det en bred elveseng,

meget større enn nødvendig for den bekk som går der nå. Sideelvene fra S, S. Lauså og Kvannkjelda, har lagt opp gruskjegler nede i dalbunnen, som demmer denne opp til store blautmyrer. På SW-siden er det overdekket, svære fyllinger står med bratt kant ut mot Vol-dalen, til dels utskårne av smådaler; på NE-siden er det mest nakne bratte berg og urer. Bergsiden senker seg nordover. I en høgd av omkring 820 m o. h. er det en flat grusmo i dalbunnen; utløpet har skåret seg ned i en bergkløft, men dessuten går det en tørr kløft tvers over bergtangen på østsiden. Det er rene jutulhugg, med loddrette vegger, opptil 10—15 m høge. Det er flere forgreninger; kløftene går i sikk-sakk, noen steder rettlinjert omtrent N—S, andre stykker går WNW—ESE. Det er to hovedretninger i bergets struktur; den såkalte strekning går WNW—ESE over mange kvadratmil av det sentrale Norge, og sprekker og sprang går parallelle i retning N—S med samme utbredelse, mindst.

Grunnen til at elva har gått over bergtangen på østsiden må være den, at en mindre isrest har ligget igjen i det dypeste av dalen, og demmet av det rette løp.

Langsetter Atnesjøen er det morénehauger igjen, mellom ca. 775 og sjøen. Noen steder er det bratte berg. Sideelvene har som nevnt skåret seg trange gjel i kanten, med små fosser. Nederst er det kjegler av rullestein — ved S. Lauså tydelig dobbelt, der er rester etter en eldre høyere kjegle på siden av den resente.

På nordostsiden av sjøen er det mindre å se av disse randdannelser. Det er mest morénedekkete slake skråninger. I 1925 har jeg notert i dagboka: kvabbmo ved Nyhus; det er 797 m o. h., og kunde stemme med moen ved S. Lauså. Opp for Neset er det rester av kvabbmoer.

I samme dagbok har jeg: Ved Moen, øst for Atnebru, er det kvabb-terrasser i forskjellige høgder, som ender mot øst, uten fornuftig grunn — kanskje avsatt i en sjø bak en dødbre.

I S for Atnebrua går merkelige dalfører som tydeligvis har ført avløp fra storbreen mot N. Den største dal går fra sjøen Setningen over Vollum (Vuluvollene) til Atnebrua. Her er smale tjern og myrer.

Et annet gammelt elveløp heter Bjønndalen, et rettlinjert gjel i fast berg, som går N—S; det begynner i nordre dalside i Vuludalen, kanskje 60 m over bunnen, og fører over mot en kvabbmo ved Hamn seter, ved sydenden av Voldalen.

Oppe ved elva Snørdøla er det også store gjel langs etter dalsiden.

Det kan også nevnes at jeg har nivellert opp et par seter fra en bresjø som har stått langs kanten av Trabeli- og Kyrkjegardsfjellene øst for Venabygd i Ringeby; det har vært en ren nunatakssjø. På en ekskursjon hit så vi en hel del isranddannelser i fjellene omkring. Som sagt, her bør undersøkes mere. Men hvordan henger det så sammen med den Atnebre jeg har tegnet opp i mit arbeid om Søndre Fron? Da jeg undersøkte forholdene i Atnedalen, hadde jeg ennå ikke vært oppe i Rondane, og jeg holdt meg til Øyen, som mente at denne store fjellgruppe hadde vært et sentrum for glasiasjonen i slutten av istiden. Jeg fant en hel rekke sidemoréner, og de finnes da nok også — det må ha ligget en bre i Atnedalen. Den må ha ligget som en rest, som har etterlatt seg tydelige randdannelser. Det kan være jeg har kombinert dem galt — det er kanskje filate hyller, merker etter vassløp og dammer langs en dødis. — Men det ser ut til at det av og til har vært så pass bevegelse i isen at den har klempt opp noen oscillasjons-moréner på sidene. I høgdene 600—630 m har jeg observert moréner av svære steinrøyser bortetter lien, flere steder i Ytre Atnedalen.

Det har sikkerlig vært oscillasjoner under storbreens avsmelting — på Münster Strøms ekskursjon ved Sankthanstid i 1943 så vi en typisk oscillasjonsmoréne i omkring 1100 m høgd, under Stor-svukten. (Se også G. Holmsen, 1917).

Det jeg har skrevet her, er altså bare antydninger. Her er plass til mange hovedfags-arbeider, og jeg vil slutte som jeg begynte, at disse deler av Norge byr på problemer hvis løsning vilde være av stor betydning for forståelsen av landets historie etter istiden.

Kanskje man endelig engang kunde finne tilknytning til forholdene lenger syd på Østlandet, hvor Hortedahl har fulgt isranden under breens bortsmelting fra Romerike.

Oslo, november 1944.

Litteratur.

- Hansen, Andreas M.: Om seter eller strandlinjer i store høider over havet. — Archiv for Mathematik og Naturvidenskab, B. X, 1885.
- Strandlinje-studier. — Archiv f. Mat. og Naturv. B. XIV—XV, 1891 og 1892.
- Holmsen, Gunnar: Brædæmte sjøer i Nordre Østerdalen. — Norges Geologiske Undersøkelse, Nr. 73, 1915.
- Forskyvninger i snelinjens høyde under avsmeltningssperioden. — Norsk Geologisk Tidsskrift, B. IV, 1916—17. (1917.)
- Mannerfelt, Carl: Glacial-morfologiska studier i norska högfjäll. — Norsk geografisk tidsskrift, B. VIII, 1940.
- Strøm, Kaare Münster: Geologiske bilder fra Rondane. — Den norske turistforenings årbok, 1943.
- Werenskiold, W.: Søndre Fron. — Norges Geologiske Undersøkelse, Nr. 60, 1911.
- Oyen, P. A.: Kontinental-glaciation og lokaledisning. — Archiv for Mat. og Naturv., B. XXI, 1899.
-